



Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées

Julien Travelletti

► To cite this version:

Julien Travelletti. Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Caen, 2011. Français. NNT: . tel-00806806

HAL Id: tel-00806806

<https://theses.hal.science/tel-00806806>

Submitted on 2 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Présentée par

Mr Travelletti Julien

Diplômé en géologie de l'ingénieur (MSc) de l'Université de Lausanne

Et soutenue

Le 18 octobre 2011

à l'Ecole et Observatoire des Sciences de La Terre de l'Université de Strasbourg

En vue de l'obtention du

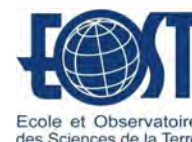
DOCTORAT de l'UNIVERSITE de CAEN

Spécialité : Géomorphologie quantitative

Arrêté du 07 août 2006



Thèse préparée en co-direction au laboratoire de Géographie Physique et Environnement de l'Université de Caen Basse-Normandie et à l'Institut de Physique du Globe de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg



Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées

MEMBRES du JURY

Mr	Denis	Jongmans	Professeur	Université Joseph Fourier, Grenoble	Rapporteur
Mr	Frédéric	Masson	Professeur	Université de Strasbourg, Strasbourg	Rapporteur
Mr	Nicolas	Casagli	Professeur	Université de Florence, Florence	Examineur
Mr	Christophe	Delacourt	Professeur	Université de Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
Mr	Michel	Jaboyedoff	Professeur	Université de Lausanne, Lausanne	Examineur
Mr	Olivier	Maquaire	Professeur	Université de Caen Basse-Normandie, Caen	Co-directeur de thèse
Mr	Jean	Schmittbuhl	Directeur de recherche CNRS	Université de Strasbourg, Strasbourg	Co-directeur de thèse
Mr	Jean-Philippe	Malet	Chargé de recherche CNRS	Université de Strasbourg, Strasbourg	Superviseur de thèse

Avant-propos

Ce travail de thèse est le fruit de quatre années de recherche passées au sein du laboratoire de Géographie Physique et Environnement (GEOPHEN) de l'Université de Caen Basse Normandie et à l'Institut de Physique du Globe (IPGS) de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST). Un tel travail n'aurait pu aboutir sans l'appui et la collaboration de nombreuses personnes que j'ai rencontrées.

J'adresse tout d'abord mes remerciements à mon responsable de thèse, le Dr. Jean-Philippe Malet, chargé de recherche au Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), pour la confiance qu'il m'a accordée, son esprit de synthèse et son expérience scientifique dans le domaine des dangers naturels en montagne qu'il a su me transmettre. J'estime très sincèrement son engagement dans la recherche à travers les nombreux projets nationaux et internationaux qu'il coordonne ou a coordonnés, en particulier le projet européen Marie Curie *Mountain Risks* qui a permis le financement de ce travail de recherche.

Je tiens à remercier mes directeurs de thèse, le Pr. Olivier Maquaire de l'Université de Caen Basse-Normandie, également coordinateur du projet européen *Mountain Risks*, et le Dr. Jean Schmittbuhl, directeur de recherche au CNRS à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), de m'avoir permis de réaliser ce travail au GEOPHEN et à l'IPGS.

Je remercie les membres du Jury, le Pr. Denis Jongmans du Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de l'Université Joseph Fourier de Grenoble, le Pr. Frédéric Masson de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, le Pr. Nicolas Casagli du département des Sciences de la Terre de l'Université de Florence, le Pr. Christophe Delacourt de l'Institut Universitaire Européen de la Mer de l'Université de Bretagne Occidentale et le Pr. Michel Jaboyedoff de l'Institut de Géomatique et d'Analyse du Risque de l'Université de Lausanne. Je leur suis très reconnaissant d'avoir pu sacrifier de leur temps pour évaluer ce travail.

Ce travail pluridisciplinaire n'aurait pas pu aboutir sans la collaboration de plusieurs laboratoires de recherche nationaux et internationaux dans lesquelles j'ai passé plusieurs séjours. J'aimerais ainsi adresser mes plus vifs remerciements :

- au Pr. Lyesse Laloui et au Dr. Alessio Ferrari du Laboratoire de Mécanique des Sols de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) pour la formation à la modélisation hydro-mécanique avec le code Z Soil ;
- au Dr. Santiago Begueria du Conseil Supérieur d'Investigation Scientifique (CSIC), Espagne, de m'avoir encadré et formé au langage Pc Raster pour le développement du code SlowMov ;
- au Pr. Christophe Delacourt de l'Université de Bretagne Occidentale pour m'avoir initié aux principes de la photogrammétrie optique et à la technique de corrélation d'images ;
- au Dr. Gilles Grandjean du Bureau de Recherche Géologique et Minier (BRGM), Unité Risques Naturels et Stockage du CO₂ pour le traitement des données de sismique réfraction ;
- au Pr. Michel Jaboyedoff de l'Université de Lausanne de m'avoir (re)accueilli dans son équipe et permis de bénéficier de l'expérience du Dr. Thierry Oppikofer pour le traitement de données de scanner laser.

Je garderai un excellent souvenir de leur accueil.

Il va de soi que, dans la recherche appliquée aux glissements de terrain, les campagnes d'investigation sur le terrain représentent une part importante du travail. C'est pourquoi je tiens à exprimer toute ma gratitude aux personnes qui m'ont apporté leur aide, un merci tout particulier à Colin Waeckel, Julien Ponton, Grégoire Skupinski, Yannick Thierry, Alexandre Remaître, Vincent Allègre, Dominika Krzeminska, Sabrina Rothmund, Andre Stumpf et Alexandre Mathieu pour leur soutien dans l'acquisition de données géophysiques, de scanner laser et de GPS. Je tiens également à remercier tous les étudiants de Licence et de Maîtrise pour leur engagement sur le terrain et au laboratoire, à savoir Sylvain Gröndhal, Sophie Theofanidi, Maxime Claden, Alexandre Richard, Clémence Dubois, Mickael Bastard, Monique Moine, Alexis Deloge et Héloïse Beurdouche. J'adresse une sincère reconnaissance à Messieurs Georges Guiter et Michel Perron du Service de Restauration des Terrain de Montagnes (RTM) de l'antenne de Barcelonnette pour le soutien logistique sur le terrain (ouvertures de routes d'accès, mise à disposition de matériels) et pour toutes les mesures et les observations

qu'il m'ont transmises. Un merci également à Monsieur Claude Chardenal du Sauze pour son accueil chaleureux à chaque mission sur le terrain et pour tous les outils mis à notre disposition.

J'ai aussi grandement bénéficié de plusieurs échanges de chercheurs, maîtres de conférences et professeurs. Au risque d'en oublier la plupart, je remercie en particulier le Dr. Anne Puissant de l'Université de Strasbourg pour ses conseils en Système d'Information Géographique, le Dr. Pascal Sailhac de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg pour sa collaboration dans le traitement des données d'acquisitions électriques, le Pr. Pascal Allemand de l'Université de Lyon pour ses conseils en photogrammétrie, et bien sûr, le Pr. Théo van Asch de l'Université d'Utrecht pour sa grande générosité et ses conseils et remarques sur le comportement hydro-mécanique des glissements-coulées. A ce sujet, je profite de remercier le Dr. Anke Spickermann pour sa contribution importante au développement du code SlowMov. Je tiens aussi à remercier le Dr. Jean Schmittbuhl et le Dr. Renaud Toussaint pour les maintes discussions que nous avons échangées sur de nombreux sujets, notamment en photogrammétrie.

Mes remerciements s'adressent aussi à tous mes collègues, amis doctorants et chercheurs de l'Institut de Physique du Globe et du Projet *Mountain Risks* pour tous les bons moments passés ensemble et les liens d'amitié créés. Un merci particulier à mes collègues Alexandre Remaître, Anke Spickermann, Alice Tonnelier et Candide Lissak.

Finalement, j'adresse un immense merci à ma famille, à Christophe et à Japleen pour les traductions et correction en anglais et surtout à mes parents qui m'ont beaucoup soutenu et envers qui je suis le plus redevable.

Table des matières

Avant-propos	- 3 -
Introduction générale.....	- 17 -
Définition du problème.....	- 17 -
Objectifs de la recherche	- 18 -
Contexte de la recherche.....	- 19 -
Structure de la thèse.....	- 21 -
Chapitre 1 : Caractéristiques des glissements-coulées argileux et cadre morphologique des sites d'études	- 23 -
1.1 Caractéristiques géomorphologiques générales des glissements-coulées argileux	- 23 -
1.2 Caractéristiques cinématiques générales des glissements-coulées argileux.....	- 24 -
1.3 Caractéristiques spécifiques des glissements-coulées dans les marnes noires du Bassin de Barcelonnette.....	- 26 -
1.3.1 Facteurs de prédisposition litho-structuraux et météo-climatiques	- 26 -
1.3.2 Historique et description du glissement-coulée de Super-Sauze	- 27 -
1.3.3 Historique et description du glissement-coulée de La Valette	- 30 -
1.4 Conclusion du Chapitre 1	- 33 -
Chapitre 2 : Présentation des techniques utilisées	- 35 -
2.1 Méthodes de télédétection optique	- 36 -
2.1.1 Scanners laser à temps de vol (LiDAR)	- 36 -
2.1.2 Photogrammétrie optique	- 39 -
2.2 Méthodes géophysiques de proche surface.....	- 41 -
2.2.1 Tomographie de résistivité électrique.....	- 41 -
2.2.2 Tomographie de sismique réfraction	- 43 -
2.3 Conclusion du Chapitre 2	- 45 -
Chapitre 3 : Caractérisation géométrique des glissements-coulées	- 47 -
3.1 Etat de l'art : connaissances de la géométrie des glissements de terrain	- 47 -
3.1.1 Connaissances antécédentes de la géométrie de Super Sauze	- 49 -
3.1.2 Connaissances antécédentes de la géométrie de La Valette.....	- 53 -
3.2 Investigations géophysiques complémentaires	- 57 -
3.2.1 Tomographie de résistivité électrique.....	- 57 -
3.2.2 Tomographie de sismique réfraction	- 58 -
3.3 Construction du modèle géométrique du glissement-coulée de Super-Sauze. Article: <i>"Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data"</i>	- 59 -
3.4 Construction du modèle géométrique du glissement-coulée de La Valette.....	- 80 -
3.4.1 Géométrie de la zone d'ablation (escarpement principal)	- 80 -
3.4.1.1 Article: <i>"Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne and ground-based geophysical information"</i>	- 80 -
3.4.1.2 Géométrie de la base de l'escarpement principal	- 101 -
3.4.2 Géométrie de la zone de transit et d'accumulation	- 102 -

3.4.2.1	Méthodologie pour la construction du modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation	- 102 -
3.4.2.2	Interprétations des données géotechniques.....	- 103 -
3.4.2.3	Interprétations des tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction 2D et 3D	- 104 -
3.4.2.4	Résultats : modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation	- 107 -
3.5	Conclusion du Chapitre 3	- 109 -
Chapitre 4 : Caractérisation hydrologique des glissements-coulées par Tomographies de Résistivité Electrique		- 111 -
4.1	Etat de l'art : connaissances générales de l'hydrologie des glissements-coulées.....	- 111 -
4.1.1	Connaissances antécédentes de l'hydrologie du glissement-coulée de Super Sauze.....	- 113 -
4.1.2	Connaissances antécédentes de l'hydrologie du glissement-coulée de La Valette	- 115 -
4.2	Caractérisation de l'hydrogéologie de glissements-coulées par expérimentations contrôlées de pluie artificielle	- 118 -
4.2.1	Intérêts des études hydrogéophysiques <i>in-situ</i>	- 118 -
4.2.2	Description de l'instrumentation des expérimentations contrôlées de pluie	- 119 -
4.2.3	Tomographies de résistivité électrique: acquisition et traitement des données.....	- 121 -
4.2.4	Suivi hydrologique du glissement du Laval par expérimentation contrôlée de pluie. Article: <i>'Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse Electrical Resistivity Tomography'</i>	- 122 -
4.2.5	Suivi hydrologique du glissement-coulée de Super-Sauze par expérimentation contrôlée de pluie	- 137 -
4.2.5.1	Résultat du suivi par tomographie de résistivité électrique	- 137 -
4.2.5.2	Interprétation des variations de résistivités électriques	- 138 -
4.2.5.3	Discussion de l'expérimentation contrôlée de pluie sur le glissement-coulée de Super-Sauze	- 140 -
4.3	Conclusion du Chapitre 4	- 141 -
Chapitre 5 : Caractérisation cinématique de surface (déplacement, déformation) des glissements-coulées par LiDAR et Corrélation d'Images.....		- 143 -
5.1	Etat de l'art : cinématique des glissements-coulées	- 143 -
5.1.1	Techniques pour la caractérisation spatialisée de la cinématique de surface.....	- 143 -
5.1.2	Connaissances antécédentes de la cinématique de surface du glissement-coulée de Super-Sauze	- 145 -
5.1.2.1	Cinématique de la zone d'ablation.....	- 146 -
5.1.2.2	Cinématique des zones de transit et d'accumulation	- 147 -
5.1.3	Connaissances antécédentes de la cinématique de surface du glissement-coulée de La Valette	- 149 -
5.1.3.1	Cinématique de la zone d'ablation.....	- 149 -
5.1.3.2	Cinématique des zones de transit et d'accumulation	- 150 -
5.2	Méthodes utilisées pour la caractérisation cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette	- 151 -
5.2.1	Utilisation de la technique du scanner laser	- 152 -
5.2.2	Utilisation de la technique de la photogrammétrie optique	- 158 -
5.3	Analyse de la cinématique du glissement de Super-Sauze	- 162 -
5.3.1	Cinématique de la zone d'ablation.....	- 162 -
5.3.1.1	Organisation structurale de l'escarpement principal	- 163 -
5.3.1.2	Analyse de la cinématique du replat supérieur et identification des volumes mobilisés	- 166 -
5.3.2	Analyse de la cinématique de la zone de transit.	- 168 -
5.3.2.1	Article: <i>"Correlation of multi-temporal ground-based images for landslides monitoring: application, potential and limitations"</i>	- 168 -

5.3.2.2	Suivi des déplacements par scanner laser terrestre	- 188 -
5.3.3	Analyse de la cinématique de la zone d'accumulation : pied de la coulée	- 195 -
5.3.3.1	Article: "Multi-date correlation of Terrestrial Laser Scanning data for the characterization of landslide kinematics"	- 195 -
5.3.3.2	Acquisitions complémentaires d'orthophotographies et de MNTs par drone aéroporté	- 216 -
5.3.4	Synthèse de la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze	- 217 -
5.3.4.1	Synthèse de la cinématique de la zone d'ablation	- 217 -
5.3.4.2	Synthèse de la cinématique des zones de transit et d'accumulation	- 218 -
5.4	Analyse de la cinématique du glissement-coulée de La Valette	- 220 -
5.4.1	Analyse de la cinématique de la zone d'ablation	- 220 -
5.4.2	Analyse de la cinématique des zones de transit et d'accumulation	- 221 -
5.4.2.1	Caractérisation des déplacements	- 221 -
5.4.2.2	Analyse de la cinématique	- 222 -
5.4.3	Synthèse de la cinématique de surface du glissement-coulée de La Valette	- 226 -
5.5	Conclusion du Chapitre 5	- 227 -
5.5.1	Conclusion sur les méthodologies développées.....	- 227 -
5.5.2	Conclusion sur la cinématique des glissements-coulées	- 227 -
Chapitre 6 : Modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super-Sauze.....		- 231 -
6.1	Introduction : modélisations de glissements de terrain	- 231 -
6.2	Approches choisies pour la modélisation numérique des déplacements du glissement-coulée de Super-Sauze	- 233 -
6.2.1	Approche 1 : Analyse de l'influence des pressions interstitielles avec Z Soil.....	- 234 -
6.2.1.1	Formulation du code du calcul implémenté dans Z Soil	- 234 -
6.2.1.2	Stratégie de modélisation	- 235 -
6.2.1.3	Maillage et conditions aux limites.....	- 236 -
6.2.1.4	Calage du modèle hydrologique.....	- 237 -
6.2.1.5	Validation du modèle hydrologique	- 241 -
6.2.1.6	Calage du modèle hydro-mécanique	- 243 -
6.2.1.7	Validation du modèle hydro-mécanique	- 245 -
6.2.1.8	Discussion	- 246 -
6.2.2	Approche 2 : Analyse de l'influence du comportement visco-plastique avec SlowMov.....	- 247 -
6.2.2.1	Formulation du code du calcul implémenté dans SlowMov.....	- 247 -
6.2.2.2	Tests de sensibilité du modèle SlowMov	- 249 -
6.2.2.3	Maillage et conditions aux limites.....	- 249 -
6.2.2.4	Calage du modèle hydro-mécanique	- 250 -
6.2.2.5	Discussion	- 252 -
6.3	Conclusion du Chapitre 6	- 254 -
Conclusion générale.....		- 255 -
Références bibliographiques.....		- 260 -
Annexes		- 273 -

Tables des figures

Figure 1.1 – Répartition caractéristique des fissures, des bourrelets et des levées sur un glissement-coulée (adapté de Malet, 2003). Détail photographique des fissures de cisaillement-friction, des levées latérales (actives, inactives) et des fissures de traction observées sur les glissement-coulées de Super-Sauze, de La Valette (France) et de Slumgullion, Etats-Unis (Baum et al., 2003).	24 -
Figure 1.2 – Géologie et morpho-structure du bassin de Barcelonnette (adapté de Malet, 2003), A) cartes des formations géologiques autochtones et allochtones et principaux traits morphologiques, B) coupe géologique (tirée de Maquaire et al., 2003).....	25 -
Figure 1.3 – Stades de désagrégation des marnes noires, A) marnes fracturées non altérées dans l’escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze, B) bloc en état de désagrégation en paillettes centimétriques, C) stade final de désagrégation en une matrice silto- argileuse.	27 -
Figure 1.4 – Vue du bassin torrentiel des Roubines et du glissement-coulée de Super-Sauze en juillet 2009 (vue 3D d’un Modèle Numérique de Terrain issu de données LiDAR) avec différentes photographies de la coulée, a) escarpement principal, b) partie amont de la zone de transit et crête <i>in situ</i> stable partiellement recouverte, c) partie aval de la zone de transit, d) vue du pied de la coulée, e) zone de blocs marneux plurimétriques dans la partie amont de la zone de transit.	29 -
Figure 1.5 - Vue du glissement-coulée de La Valette en juillet 2009 (vue 3D d’un Modèle Numérique de Terrain issu de données LiDAR) avec différentes photographies de la coulée, a) vue depuis l’escarpement principal en direction de la coulée, b) vue de la couronne et de la végétation perturbée, c) partie amont Ouest de la zone de transit, b) vue de la coulée à partir de la zone à blocs, e) vue depuis le pied de la coulée en direction de l’îlot stable, f) et g) système de surveillance par caméra infrarouge et détecteurs de coulées boueuses, h) barrage de rétention.	31 -
Figure 1.6 - Vues vers le Nord de la zone de confluence des torrents du Serre de La Valette et de l’îlot stable (a) en 1890 (pour l’échelle, les carrés rouges indiquent la présence de deux personnes sur un seuil torrentiel (b) (photographie RTM), en 1988 où les chenaux de torrents sont comblés par la coulée boueuse (photographie RTM) et en 2008 où la zone est totalement recouverte par les matériaux du glissement-coulée.....	33 -
Figure 2.1 - Stratégie multi-paramètres et multi-résolutions d’investigations et d’observations de glissements de terrain actifs (adapté de van Asch et al., 2007 a).	35 -
Figure 2.2 - Classification des principales techniques de télédétection optique. Les techniques utilisées dans ce travail de recherche sont indiquées en rouge (adapté de Vosselman & Maas, 2010).	36 -
Figure 2.3 - Composants d’un système d’acquisition au scanner laser aéroporté (ALS) (scanner laser Riegl VQ480 hélicoptère) et terrestre (TLS) (scanner laser terrestre Optech ILRIS-3D, ici sur l’escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze) utilisés dans ce travail.	37 -
Figure 2.4 - Schéma illustrant la divergence du rayon laser et les échos multiples réfléchis sur de la végétation en signal discret et en train d’onde complet (adapté de Vosselman & Maas, 2010).	37 -
Figure 2.5 - Différences de distance entre le premier et le dernier écho enregistrés par scanner laser terrestre (ici sur le pied du glissement-coulée de Super-Sauze en octobre 2008). Les premières réflexions sur la végétation sont particulièrement bien mises en évidence.	38 -
Figure 2.6 - Chaîne de traitement classique des données ALS et TLS (adapté de Vosselman & Maas, 2010 ; Oppikofer, 2009).	39 -
Figure 2.7 – Intersection de trois rayons permettant de déterminer la position 3D d’un point dans l’espace.	40 -
Figure 2.8 – Principe de la corrélation d’images.	41 -
Figure 2.9 – Dispositifs d’acquisition de tomographie de résistivité électrique en quadripôles. k est la facteur géométrique (adapté de Marescot, 2008).	42 -
Figure 3.1 - Modèle géométrique du glissement profond du massif de Corno Zuccone construit avec le géomodelleur GOCAD (adapté de Zanchi et al., 2009).	49 -
Figure 3.2 - Carte de l’ensemble des investigations géotechniques et géophysiques effectuées sur le glissement-coulée de Super- Sauze représentée sur le relief ombré du MNT LiDAR de 2009. Les profils interprétés font références à la Figure 3.3. Les investigations de 2007 et 2008 ont été réalisées dans le cadre de ce travail de recherche.	50 -
Figure 3.3 – Structure interne du glissement-coulée de Super-Sauze et synthèse des caractéristiques hydro-mécaniques (Malet, 2003). La position des profils est indiquée dans la Figure 3.2.	52 -
Figure 3.4 - Profil longitudinal du glissement-coulée de La Valette en 1988. Sa localisation est indiquée dans la Figure 3.5 et la Figure 3.6 (adapté de Colas et Locat, 1993 ; SAGE, 1997).	53 -
Figure 3.5 - Carte et dates d’acquisition de l’ensemble des investigations géotechniques et géophysiques effectuées sur le glissement-coulée de La Valette. Les investigations entre 2008 et 2010 ont été réalisées dans le cadre de ce travail de recherche. La localisation du profil de la Figure 3.4 est indiquée.	54 -
Figure 3.6 – Evolution du glissement-coulée de La Valette à partir d’orthophotographies aériennes IGN de 1974 à 1997 (adapté de Le Mignon, 2004). La localisation du profil de la Figure 3.4 est indiquée.	56 -

Figure 3.7 - Profils de résistivité électrique au lieu-dit Les Sagnes et dans la zone à blocs provenant de la nappe du Pelat.	101 -
Figure 3.8 - Vue 3D des dispositifs des acquisitions géophysiques effectuées entre 2007 et 2010 dans la zone de transit et d'accumulation de la coulée de La Valette avec un agrandissement de la configuration d'acquisition de la tomographie sismique 3D.	102 -
Figure 3.9 - Structure interne de la coulée de La Valette dans le forage B3, A) log stratigraphique et déformée du tube inclinométrique. A la mesure de la référence le 29/08/08, la sonde inclinométrique (longueur de 1 m) est restée bloquée à 19.40 m de profondeur, B) profils verticaux de vitesses inversées Vp et Vs à partir de la tomographie 2D des vitesses sismiques du profil L4. Trois couches C1, C2 et S sont identifiées.	104 -
Figure 3.10 - Modèle 3D de vitesses Vp à résolution de 5 m dans lequel deux profils ont été extraits pour visualiser la distribution des vitesses en profondeur. Le contraste de vitesse entre les matériaux de la coulée et le substratum stable est identifié vers 25 m de profondeur. Les remontées des vitesses Vp en bordure aval et amont correspondent aux zones du modèle non contraintes dans l'inversion. Ces vitesses ne sont pas réalistes.	105 -
Figure 3.11 - Interprétation croisée des tomographies de sismique réfraction et de résistivité électrique dans la zone d'accumulation le long du profil T2, A) modèles de vitesses Vp, B) modèle de résistivités électriques (configuration Wenner-Schlumberger, RMSE 2.1%) où la géométrie de l'îlot stable est bien déterminée, C) localisation possible de l'interface C1-C2, D) et de l'interface C2-S par la méthode de mise en correspondance d'enveloppes de paramètres pétro-physiques.	106 -
Figure 3.12 - Modèles géométriques 3D des interfaces C1-C2 et C2-S de la zone de transit et d'accumulation du glissement-coulée de La Valette. La position des interfaces est cohérente avec la tomographie de vitesse sismique du profil L4 et les données de forages situés à proximité. Le rectangle noir indique la limite du modèle 3D de vitesses Vp, le rectangle rouge indique la fraction du modèle 3D de vitesse utilisée pour la construction du modèle géométrique.	108 -
Figure 3.13 - Cartes des profondeurs des interfaces C1-C2 et C2-S et représentation du modèle 3D au moyen de coupes stratigraphiques.	109 -
Figure 4.1 - Fissures partiellement saturées pendant un épisode pluvieux en juin 2002 (Malet, 2003) et fissures sèches en octobre 2008 sur le glissement-coulée de Super-Sauze.	112 -
Figure 4.2 - Relations entre le niveau piézométrique et les taux de déplacements observés sur le glissement-coulée de Super-Sauze en 1999, 2000 et 2001. Deux périodes de recharges sont identifiées au printemps et en automne (Malet, 2003).	113 -
Figure 4.3 - Zones hydro-géomorphologiques 1, 2 et 3. Les états de surface associés à chaque unité sont indiqués (adapté de Malet, 2003).	114 -
Figure 4.4 - Hydrologie du glissement-coulée de Super-Sauze, A) modèle hydrologique conceptuel à partir d'analyses hydro-géochimiques. Des apports d'eau profonds provenant du substratum dans la zone de transit et d'ablation approvisionnent la nappe (adapté de de Montety et al., 2007), B) identification d'exurgences au sein de la coulée (octobre 2007, vue en direction du Sud). La position des piézomètres et du profil est également indiquée.	115 -
Figure 4.5 - Installations de drainages superficiels du service RTM, A) carte et photographies des installations et des principales exurgences observées sur le glissement-coulée de La Valette entre 2007 et 2009, B) comparaison des volumes de matériaux transitant par le profil Charun (localisation dans A) avant et après l'installation du système de drainage (adapté de Le Mignon, 2004).	117 -
Figure 4.6 - Vues des zones expérimentales d'infiltration de pluie (périmètre en rouge) A) au glissement du Laval et B) au glissement-coulée de Super-Sauze.	119 -
Figure 4.7 - Carte du dispositif d'expérimentations contrôlées de pluie sur les sites A) du glissement du Laval et B) de la coulée de Super-Sauze.	120 -
Figure 4.8 - Suivi de l'infiltration d'eau de pluie par tomographie de résistivité électrique au glissement-coulée de Super-Sauze A) variations des résistivités apparentes de la zone de pluie et de la pluie, B) variation du RMSE associés aux tomographies inversées, C) tomographies de résistivité électrique inversée de référence (10 juillet 2007) avant le début de la pluie.	137 -
Figure 4.9 - Variations de résistivité électrique des profils T1, T2 et L1 par rapport à la référence du 10 juillet 2007. Leur position est indiquée dans la Figure 4.7 B.	139 -
Figure 4.10 - Réponses rapides en variations piézométriques et en teneurs en eau probablement dues à des infiltrations préférentielles dans des fissures à l'échelle de la parcelle d'expérimentation (adapté de Debieche et al., 2011).	140 -
Figure 4.11 - Modèle conceptuel hydrologique de la parcelle d'expérimentation de pluie réalisée sur le glissement-coulée de Super-Sauze, (1) infiltration préférentielle, (2) infiltration matricielle, (3) nappes perchées, (4) écoulements latéraux (Debieche et al., 2011).	141 -
Figure 5.1 - Période d'acquisition minimale permettant de détecter des déplacements significatifs dans les glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette pour les techniques utilisées dans ce travail : système de positionnement global (GPS), scanner laser terrestre (TLS), photogrammétrie optique terrestre (TOP), scanner laser aéroporté (ALS) et photogrammétrie optique aéroportée (AOP).	145 -
Figure 5.2 - Configuration structurale de la zone d'ablation du glissement-coulée de Super-Sauze, A) photographie en direction du Sud et représentation des principales structures (juillet 2007), B) coupe parallèle à la faille Sud Sud Est - Nord Nord Ouest avec représentation schématique de l'évolution de la coulée (adapté de Malet, 2003), C) rupture en dièdre sur la paroi Est de l'escarpement principal (Malet, 2003).	146 -

Figure 5.3 – Comportement cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze (adapté de Malet, 2003), A) carte morphologique avec les vecteurs de déplacement de la période 1996-2000, B) carte produite par interpolation des vitesses moyennes sur la période 1996-2003.....	148 -
Figure 5.4 – Photographies de la fracturation affectant la couronne du glissement-coulée de La Valette en mai 2008, A) fissures d’extension sous forêt, B) fissures d’extension dans la partie la plus active de la couronne. La position et la direction de prises de vue sont indiquées dans la vue aérienne de l’escarpement en médaillon.....	149 -
Figure 5.5 - Amplitudes des déplacements observés par A) corrélation d’images IGN entre 1995 et 2000 (adapté de Casson, 2004) et B) par corrélation d’images Spot entre 2003 et 2004 (adapté de Le Prince et al., 2008).	150 -
Figure 5.6 - Déplacements observés par tachéométrie (service RTM), A) volume en transit au droit du profil Charun (volumes déterminés à partir de la géométrie définie par acquisition de sismique réfraction), B) déplacements de cibles le long de la ligne de visée du tachéomètre.	151 -
Figure 5.7 - Carte de densité de points au sol après filtrage de la végétation pour les acquisitions LiDAR de 2007 et 2009 sur les glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette (système de coordonnées Lambert III Sud).	153 -
Figure 5.8 - Diamètre du faisceau laser en fonction de la distance et de l’angle d’incidence. L’aire en pointillé indique la configuration générale des levés TLS acquis dans ce travail.	154 -
Figure 5.9 - Procédure d’alignement des nuages de points, A) identification manuelle de points homologues entre une acquisition TLS de mai 2008 (à droite) et l’acquisition ALS d’octobre 2007 (à gauche), B) exemple d’alignement de différentes acquisitions de mai 2008 avec l’algorithme ICP et C) histogramme de l’erreur d’alignement associé.	155 -
Figure 5.10 – Exemples de photographies de la coulée de Super-Sauze acquises par le système d’acquisition automatique en 2008 sous différentes illuminations et états de surface liés aux conditions météo-climatiques de la région. 16/03/08 – 04/05/08 – 16/11/08 : couverture neigeuse totale ou partielle (images non exploitables). 18/05/08 : précipitations et brouillard (image non exploitable). 11/07/08 : illumination homogène et image contrastée (image exploitable, conditions optimales pour la corrélation). 28/08/08 : ombrage fort dû à une couverture nuageuse partielle (image partiellement exploitable). 05/10/08 : salissures sur la vitre de la cabane (image partiellement exploitable). 19/10/08 : acquisition en contre-jour (image partiellement exploitable). 23/10/08 : contrastes d’illumination importants, ombrage fort (image partiellement exploitable).	159 -
Figure 5.11 - Principe d’orthorectification des déplacements obtenus par corrélation, A) corrélation dans le plan image, B) projection des points du MNT LiDAR dans le plan image et résultat de la projection dans le plan (seul 1/10 des points projetés est représenté en rouge), C) association d’une coordonnée 3D à chaque extrémité des vecteurs déplacements dans le plan image par interpolation.....	162 -
Figure 5.12 - Configuration des acquisitions au scanner laser de l’escarpement suite à l’éboulement de mars 2008, A) vues de la zone avant et après l’éboulement, B) carte de densité de points au sol (acquisition du 21 juillet 2009) et position des stations TLS.	163 -
Figure 5.13 - Organisation structurale de l’escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze à partir d’une interprétation des nuages de points, A) fracturation régionale par deux failles d’orientations Sud Ouest - Nord Est et Sud Sud Est – Nord Nord Ouest et famille de discontinuités locales, B) exemple de rupture en dièdre dans la partie Est de l’escarpement, C) exemple d’éboulement suite à l’ouverture de la famille J7 et glissement plan sur J8.	164 -
Figure 5.14 - Cinématique du replat supérieur à la base de l’escarpement de la coulée, A) cartes des zones d’accumulation (valeurs positives) et d’ablation (valeurs négatives) pour la période du 14 octobre 2007 au 19 mai 2008 (a), la période du 19 mai 2008 au 21 juillet 2008 (b), la période du 19 octobre 2008 au 28 mai 2009 (c), la période du 28 mai 2009 au 21 juillet 2009 (d), la période du 7 octobre 2009 au 13 octobre 2010 (e), B) déplacements cumulés.....	167 -
Figure 5.15 - Configuration d’acquisition au scanner laser lors de l’expérimentation de pluie artificielle de juillet 2007. A) localisation de la zone suivie par scanner laser terrestre dans la partie amont de la zone de transit à proximité de la crête stable <i>in situ</i> , B) carte de densité de points avec les positions des piézomètres dans la zone d’expérimentation et des stations TLS.	188 -
Figure 5.16 - Ajustement de cylindres sur les semis de points de piézomètres par la méthode des moindres carrés, A) semi de points d’un piézomètre constitué de deux prises de vue opposées à partir des stations d’acquisition A et B (Figure 5.15 B), B) représentation 3D de piézomètres reconstitués.	189 -
Figure 5.17 – Déplacements obtenus par la technique de reconstruction d’objet par ajustement de primitives cylindriques, A) déplacements cumulés et directions de déplacement, B) distribution spatiale des déplacements dans la zone d’expérimentation pour la période du 10 au 14 juillet 2007.....	189 -
Figure 5.18 - Résultats des déplacements obtenus par l’algorithme de recherche de points le plus proche le long de la direction d’écoulement de la coulée de 027°/30°.....	190 -
Figure 5.19 – Cartes de déplacement (amplitude et direction) obtenus par corrélation de MNTs pour les périodes 10 – 11 juillet, 10 – 13 juillet et 10 – 14 juillet 2007.....	192 -
Figure 5.20 - Comparaison des déplacements des 31 piézomètres obtenus par reconstruction d’objets (ajustement de cylindres sur les semis de points de piézomètres) et par corrélation de MNTs.	193 -
Figure 5.21 - Déplacements cumulés obtenus par suivi extensométrique localisé à proximité de la zone d’expérimentation (photographie juillet 2007).	194 -

Figure 5.22 – Dynamique globale de la coulée de Super-Sauze à partir d’acquisitions par drone aéroporté (Niethammer et al., 2011), A) mosaïque d’orthophotographies acquises par drone en octobre 2008 avec les vecteurs de déplacement par comparaison avec l’orthophotographie aérienne d’octobre 2007, B) différence d’altitude entre le MNT photogrammétrique du pied de la coulée et le MNT issu de l’acquisition au laser scanne terrestre d’octobre 2008.	216 -
Figure 5.23 – Synthèse de la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze pour la période 2007 – 2010. A) MNT différentiel produit à partir des MNT LiDAR 2007 et 2009 (l’erreur moyenne en élévation et l’écart-type déterminés sur les zones stables sont de -0.05 m et 0.21 m respectivement) avec les principales morpho-structures contrôlant le développement de la coulée. La zone de dépôt de l’éboulement de mars 2008 y est bien identifiée ainsi que le développement d’un glissement secondaire à proximité du torrent de Sauze, une centaine de mètres en aval du pied de la coulée, B) déplacements cumulés issus du suivi par scanner laser terrestre et par photogrammétrie optique terrestre.....	217 -
Figure 5.24 - Relation entre les déplacements de trois points répartis sur la coulée dérivés de la corrélation d’image (Travelletti et al., soumis) avec les pressions interstitielles mesurées dans trois piézomètres BV16, CV10 et EV2 à proximité des points et les précipitations effectives pour l’année 2008 (précipitations solides entre octobre et mars).....	219 -
Figure 5.25 – Cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze sur le long terme, A) variation temporelle et spatiale des vitesses de déplacement représentée par leur valeur moyenne annuelle sur la période 1991 – 2001 (adapté de Malet, 2003) et la période 2008 – 2010, B) cumuls pluviométriques sur la période 1991 – 2001 (adapté de Malet, 2003) et la période 2008 – 2010.	220 -
Figure 5.26 - Configuration du levé au scanner laser du pied du glissement-coulée de La Valette, A) vues depuis les différentes stations TLS, B) carte de densité et position des stations TLS.	222 -
Figure 5.27 - Carte de la cinématique de la zone de transit et d’accumulation de la coulée de La Valette à partir des MNTs LiDAR aériens d’octobre 2007 et juillet 2009, A) MNT différentiel, B) champ de déplacement horizontal obtenu par corrélation de MNTs.....	224 -
Figure 5.28 - Carte de la cinématique de la zone de transit et d’accumulation de la coulée de La Valette à partir des orthophotographies aériennes d’octobre 2007 et de juillet 2009, A) carte des déplacements avec positions des cibles du service RTM mesurées au GPS différentiel, la zone d’accumulation en pointillé a été suivie au scanner laser (Figure 5.29), B) profil transversal de déplacement et comparaison avec les déplacements issus de la corrélation des MNTs d’octobre 2007 et juillet 2009, C) comparaison des amplitudes de déplacement obtenus par corrélation d’orthophotographies avec ceux obtenus par suivi au GPS différentiel, les formes et couleurs des points correspondent à la localisation des cibles du service RTM dans A).	225 -
Figure 5.29 - Comparaison de nuage de points acquis en mai 2008 et octobre 2010 par la technique de recherche des points les plus proches. Les carrés noirs indiquent des zones dans le pied affectées par des glissements superficiels ou du ravinement.	226 -
Figure 5.30 – Coulée boueuse propagée sur 250 mètres au printemps 2009 et déclenchée au pied de l’escarpement du glissement-coulée de La Valette à proximité d’une zone de sources.	228 -
Figure 6.1 - Relation conceptuelle entre la performance prédictive d’un modèle, la quantité de données disponibles et sa complexité (Grayson & Blöschl, 2000). Les plages de performance prédictives des deux approches utilisées dans ce travail sont également indiquées.	232 -
Figure 6.2 - Maillage bidimensionnel et conditions aux limites mécaniques et hydrologiques imposées et conformes au modèle conceptuel hydrologique de de Montety et al. (2007) (Figure 4.4 A). Les positions des piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 utilisés pour le calage et la validation du modèle hydrologique sont indiquées. Les positions des points (pt1, pt2 et pt3) de séries de déplacements continus obtenues par corrélation d’images terrestres utilisés pour le calage et la validation du modèle hydro-mécanique sont également représentées.....	237 -
Figure 6.3 - Courbes de rétention hydrique pour les matériaux C1 et C2 et ajustement du modèle de van Genuchten (1980) sur les points expérimentaux des courbes de rétention hydrique établies à partir d’essais en laboratoire (Malet, 2003).	238 -
Figure 6.4 - Influence de la géométrie du substratum sur les pressions interstitielles à proximité du piézomètre BV16 (situation en mai 2008), A) la diminution des pressions interstitielles à proximité du piézomètre BV16 due à un effet local de la géométrie du substratum, B) modification de la géométrie pour compenser l’effet 3D. Les valeurs des pressions interstitielles sont en accord avec celles observées dans le piézomètre BV16.	239 -
Figure 6.5 - Influence du flux de la source profonde 2 sur les pressions interstitielles dans les piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 (le flux de référence est de 0.01 m.jour-1). La position de la source 2 est indiquée dans la Figure 6.2.	240 -
Figure 6.6 - Influence de l’anisotropie de perméabilité sur les pressions interstitielles modélisées pour la couche C1 au niveau de piézomètre EV2.....	240 -
Figure 6.7 - Pressions interstitielles observées et modélisées pour les années 2008 et 2009. Les périodes de calage et de validation ainsi que le taux d’infiltration sont également indiquées.	241 -
Figure 6.8 - Adéquation entre la présence d’exurgences prédites par la modélisation et les exurgences observées dans la partie amont de la zone de transit, A) vecteurs d’écoulement calculés et dirigés vers l’extérieur du glissement indiquant la présence d’exurgences à l’amont du piézomètre BV16 en mai 2008, B) exurgences observées dans la partie amont de la zone de transit le 4 mai 2008, C) déclenchement d’une coulée boueuse le 22 mai 2008. Les exurgences sont indiquées par des flèches et la localisation du profil 2D en blanc dans les photographies.	242 -
Figure 6.9 - Niveau de la nappe phréatique modélisé dans le pied du glissement-coulée A) en février 2008 et B) en mai 2008.	242 -

Figure 6.10 - Résultats du calcul hydro-mécanique couplé avec la surface de glissement modélisé par un élément d'interface (loi constitutive élastique pour les couches C1 et C2 et de Mohr-Coulomb pour l'élément d'interface) pour la période du 01/01/2008 au 11/06/2008. La valeur de l'angle de frottement interne ϕ de la surface de glissement est également représentée.	244 -
Figure 6.11 - Résultats du calage et de la validation du modèle hydro-mécanique, A) calage sur la période du 01/01/2008 au 29/08/2008 et B) validation sur la période du 01/01/2009 au 29/08/2009 à partir des déplacements obtenus par corrélation des images terrestres.	245 -
Figure 6.12 - Déplacements cumulés (observés et modélisés) et les pressions interstitielles calculées au niveau de la surface de glissement au pt 2 (Figure 6.10) pendant la période du 21 mai au 8 juillet 2008.	247 -
Figure 6.13 - Maillage bidimensionnel et conditions aux limites mécaniques et hydrologiques, A) interface entre les couches C1 et C2, B) épaisseur de la coulée, C) unités hydro-géomorphologiques conforme à la représentation de Malet (2003) et D) séries temporelles du ratio de pression interstitielle associées à chaque unité hydro-géomorphologique (§ 4.1.1).....	250 -
Figure 6.14 - Variation temporelle et spatiale de la viscosité apparente en fonction du régime hydrologique des unités hydro-géomorphologiques.	251 -
Figure 6.15 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique.	251 -
Figure 6.16 - Distribution spatiale des vitesses modélisées avec le code SlowMov et observées (période du 1 au 4 juin 2008).	252 -
Figure 6.17 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique et une dépendance de la viscosité aux pressions interstitielles.	253 -
Figure 6.18 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique, une dépendance de la viscosité aux pressions interstitielles et en combinant résolution en mode dynamique et statique.	253 -

Table des tableaux

Table 1.1 - Résumé des données acquise pendant ce travail de recherche (2007 -2010) ayant servi à compléter la base de données antécédantes	- 34 -
Table 2.1 – Valeurs de résistivités électriques pour des formations géologiques courantes (Bell, 2009). La gamme de valeurs de résistivités observées dans les marnes noires intacts et remaniées est indiquée en caractères gras.....	- 42 -
Table 2.2 – Valeurs de vitesses des ondes P pour des formations géologiques courantes (Bell, 2009). La gamme de valeurs de vitesses sismiques observées dans les marnes noires intacts et remaniées est indiquée en caractères gras.	- 44 -
Table 3.1 - Ensemble des acquisitions géophysiques effectuées sur les coulées de Super-Sauze et La Valette entre 2007 et 2010 (WS = configuration Wenner-Schlumberger et DD = configuration Dipôle-Dipôle.....	- 57 -
Table 3.2 - Gamme de paramètres pétro-physiques ,(vitesses des ondes P (Vp) des ondes S (Vs) et résistivités électriques (ρ) associées aux couches géotechniques C1, C2 et au substratum stable.	- 106 -
Table 5.1 – Revue et caractéristiques des principales méthodes géodésiques utilisées pour le suivi en surface de la cinématique de glissements de terrain avec leur précision respective (Malet et al., 2002)	- 144 -
Table 5.2 - Caractéristiques techniques des scanners lasers utilisés dans ce travail	- 152 -
Table 5.3 - Analyse de la performance des algorithmes d'interpolation Triangulation de Delaunay (TIN), Proche Voisin (NN) et Distance Inverse Pondérée (IDW) par la méthode Jackknife.....	- 157 -
Table 6.1- Paramètres hydrologiques optimaux	- 238 -
Table 6.2 - Paramètres mécaniques optimaux et lois constitutives utilisées	- 243 -
Table 6.3 - Paramètres mécaniques optimaux, les valeurs de viscosité apparente sont indiquées dans Figure 6.14	- 250 -

Table des annexes

Annexe 1- Résumé étendu : Travelletti J., Malet J.-P., Hibert C., Grandjean G. 2009. Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds) Proceedings of the International P., Hibert.....	- 273 -
Annexe 2 Article: Hibert C., Grandjean G., Bitri A., Travelletti J., Malet J-P. 2011. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France). Engineering Geology. DOI:10.1016/j.enggeo.2011.05.001.....	- 281 -
Annexe 3 – Résumé étendu: Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J-P., Jaboyedoff M. 2008. Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII. Part B5, pp. 485-490.....	- 289 -
Annexe 4 - Article: Niethammer U., James M.R., Rothmund S., Travelletti J., Joswig M. 2011. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. Engineering Geology DOI:10.1016/j.enggeo.2011.03.012.....	- 297 -
Annexe 5 – Article: Spickermann A., Travelletti J., Malet J.-P., van Asch Th.-W.-J. A dynamic model to quantify the development of slow moving landslides in clayey soils. Submitted to Earth Surface and Processes.	- 309 -

Introduction Générale

Définition du problème

Ce travail s'inscrit dans un axe de recherche relatif aux dangers inhérents aux zones de montagne, et plus particulièrement à l'aléa "mouvement de terrain" en termes d'intensité et d'occurrence spatiale et temporelle. Les mouvements de terrain (*i.e.* glissements de terrain) sont des phénomènes dynamiques, au comportement complexe dans le temps et dans l'espace et contrôlés par des facteurs (hérités et actuels) de prédisposition et de déclenchement. Une demande croissante de recherche dans la compréhension de ces aléas naturels s'est développée ces dernières années, ceci d'autant plus en raison de l'accroissement des zones habitées ou d'intérêt touristique en zones de montagne, et du contexte climatique actuel prédisant une recrudescence de ces phénomènes notamment dans les régions alpines (Leroy, 2006 ; Petley, 2008). De nombreuses incertitudes persistent dans la prédiction de l'occurrence spatiale et temporelle de glissements de terrain.

Les glissements-coulées constituent un danger naturel répandu dans le monde se développant sur des distances hectométriques à plurikilométriques impliquant plusieurs centaines de milliers de mètres cube de matériaux, spécialement dans les formations géologiques argileuses d'origine marine très tectonisées (Picarelli et al., 2005) (*e.g.* glissements-coulées de Slumgullion aux Etats-Unis d'une longueur de 4 km et de Tessina en Italie d'une longueur de 3 km). Dans la plupart des cas, les glissements-coulées présentent un comportement de fluage visco-plastique sur une certaine période jusqu'à l'atteinte d'un nouvel état d'équilibre. Cependant, du fait de leur grande sensibilité aux variations de teneurs en eau et aux pressions interstitielles, ces glissements peuvent accélérer dans un court laps de temps et, dans un nombre limité de cas, se liquéfier totalement ou partiellement et se transformer en lave torrentielle rapide (Angeli et al., 1996 ; Corominas et al., 1999 ; Malet et al., 2002 ; Picarelli et al., 2005 ; Ledesma et al., 2009). Leur comportement non linéaire rend leur prévision extrêmement difficile car de nombreux facteurs influencent leur comportement (*e.g.* propriétés mécaniques et hydrologiques des matériaux variant spatialement et temporellement, géométrie de la surface de glissement, conditions aux limites mécaniques et hydrologiques, sismicité). Par conséquent, leurs impacts dans les zones à vulnérabilité élevée peuvent être très importants, allant de graves et coûteux dommages matériels à des pertes de vies humaines. De part l'ampleur, les énergies et les volumes considérables mis en jeu (plusieurs centaines de milliers de mètres cubes), les techniques de stabilisation s'avèrent souvent peu efficaces sur le long terme sans le recours à de lourds investissements supportant les études de faisabilité, les étapes de construction et la maintenance des ouvrages. C'est pourquoi, il est indispensable de mettre en place en parallèle des méthodologies de surveillance adaptées.

Malgré les progrès considérables ces dernières décennies dans l'identification des paramètres de contrôle et des mécanismes de glissements-coulées, de nombreuses interrogations persistent dans la compréhension, la prévision et l'évaluation de leur comportement du fait de leur forte variabilité spatiale et temporelle. Ce

manque de connaissance concerne notamment la caractérisation quantitative de l'aléa (fréquence temporelle, la magnitude et la prédiction temporelle et spatiale). Dans toute analyse de glissements de terrain, une conceptualisation de l'aléa et des mécanismes élémentaires qui le régissent est nécessaire pour développer une stratégie de modélisation appropriée (Bonnard et al., 2004 ; van Asch et al., 2007 a). Ceci consiste à intégrer dans un schéma explicite un enchaînement de modèles conceptuels que sont (van Asch et al., 2007 a):

- un modèle géométrique caractérisant la géométrie et la structure interne du glissement de terrain fondé sur des analyses multi-techniques en géophysique de subsurface et en géotechnique ;
- un modèle morpho-structural caractérisant les possibles stades d'évolution du glissement de terrain et les facteurs de prédisposition fondé sur une interprétation géomorphologique ;
- un modèle hydrologique et géotechnique caractérisant spatialement et temporellement la distribution des propriétés pétro-physiques et hydro-mécaniques des matériaux et les processus élémentaires de développement de pressions interstitielles au sein de la masse en mouvement ;
- un modèle cinématique caractérisant les champs de déformation et de déplacement sur plusieurs échelles de temps, et les facteurs et processus de déclenchement d'accélération ;
- un modèle hydro-mécanique intégrant les modèles précédents et leurs données respectives pour identifier les mécanismes de contrôle du mouvement pour l'établissement de scénarios d'évolution possibles.

L'établissement de chacun de ces modèles constitue une tâche délicate qui nécessite des développements spécifiques à des échelles d'observation et d'analyse adaptées. Pour cela, les développements récents en imagerie géophysique multi-paramètres ont notamment permis d'apporter des informations spatialisées utiles à l'élaboration et la validation de ces modèles. Elles ont l'avantage de fournir des informations multi-échelles et distribuées spatialement sur la déformation (photogrammétrie, corrélation d'images, scanner laser) et les paramètres pétro-physiques (tomographie électrique et sismique réfraction). Toutefois combiner ces informations spatiales à celles obtenues par les techniques classiques (GPS, extensométrie, piézométrie, géotechnique) et les intégrer dans des modèles conceptuels (géométrie, cinématique, hydrologique) cohérents pour la modélisation numérique constitue une difficulté majeure. Une approche intégratrice et transdisciplinaire s'avère donc essentiel.

Objectifs de la recherche

Ce travail de recherche repose sur le constat que les techniques d'observation et d'investigation classiques ponctuelles (e.g. forages, essais au pénétromètre pour la caractérisation géotechnique et structurale, extensométrie, tachéométrie, GPS différentiel pour la caractérisation cinématique) ne sont pas suffisantes pour quantifier la variabilité spatiale et temporelle des glissements de terrain. Il est donc nécessaire de passer d'une information discrète 1D à une information continue distribuée dans l'espace et dans le temps pour obtenir une meilleure compréhension des processus de glissements terrain en combinant les données ponctuelles aux données issues des techniques d'imagerie multi-paramètres et multi-résolutions. Le cadre générale de ce travail, fondé sur l'imagerie multi-paramètres et multi-résolutions, est structuré autour de trois objectifs principaux qui sont :

1. de développer des méthodologies d'intégration de données multi-sources et multi-résolutions dans des modèles géométriques hydrologiques et cinématiques cohérents ;
2. de développer de nouvelles méthodologies et des protocoles d'analyse pour le suivi et la caractérisation cinématique et hydrologique de glissements de terrain à l'aide de techniques récentes en imagerie. Les méthodologies développées devront être transposables sur d'autres sites pour permettre une meilleure gestion des glissements de terrain ;
3. d'identifier les variables de contrôle de prédisposition et de déclenchement et les mécanismes élémentaires de glissements de terrain pour une modélisation hydro-mécanique.

Des travaux scientifiques multidisciplinaires ont donc été engagés en combinant différentes approches issues d'observations de terrain (géomorphologie, géologie) et de données instrumentales (hydro-géophysique, photogrammétrie, scanner laser). Les méthodologies développées permettront de déterminer spatialement et temporellement les différentes caractéristiques majeures des glissement-coulées (structuration interne,

comportement hydrologique, comportement cinématique, mécanisme de déformation) et de proposer un modèle de fonctionnement du comportement hydro-mécanique des glissements-coulées, en complément aux travaux antécédents. Ainsi, les objectifs spécifiques sont:

1. de caractériser la structuration interne et la géométrie 3D des glissement-coulées à l'aide de données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques ;
2. de proposer un modèle conceptuel hydrologique de la zone non saturée par suivi temporel et spatial de résistivités électriques et par l'analyse de données piézométriques ;
3. de caractériser la cinématique des glissements-coulées à partir de plateformes terrestres de télédétection (photogrammétrie et scanner laser) combinées à des plateformes aériennes et à des suivis par GPS différentiel ;
4. d'identifier les mécanismes principaux des glissements-coulées par modélisation hydro-mécanique.

Les sites d'étude retenus pour notre analyse sont les glissements-coulées marneux de Super-Sauze et de La Valette dans le Bassin de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France).

Contexte de la recherche

Les recherches effectuées dans le cadre de ce travail ont bénéficié du soutien des projets de recherche MOUNTAIN-RISKS (2007-2010, 6FP)¹, ECOU-PREF (2006-2008)², ANR CATEL TRIGGERLAND (2007-2010)³ et SAFELAND (2008-2011)⁴ fédérant plusieurs universités européennes. Elles ont également bénéficié d'un soutien financier du Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) pour l'acquisition de données LIDAR et de photographies aériennes.

Ce travail a débuté en juillet 2007 au Laboratoire LETG/GEOPHEN (UMR 6554 CNRS) de l'Université de Caen-Basse-Normandie et s'est poursuivie et finalisée à partir de septembre 2007 à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS, UMR 7516 CNRS) à l'Université de Strasbourg. Ce travail de recherche a été principalement financé par le projet "*Mountain-Risks: from prediction to management and governance*", 6^{ème} réseau de recherche et de formation Marie Curie de 2007 à 2010. Ce projet a permis de nombreux échanges scientifiques entre plusieurs jeunes chercheurs de nationalités différentes par le biais de conférences internationales et de cours intensifs. Les objectifs principaux de ce projet ont été :

- de fournir aux chercheurs un haut niveau de formation, d'enseignement et de recherche dans les domaines de l'analyse des dangers naturels et de la gestion du risque ;
- de créer des ponts concrets entre les différents pôles de recherche sur les processus naturels en montagne ;
- de renforcer et de développer les collaborations entre différentes équipes de recherche ;
- de promouvoir les nouveaux développements scientifiques et technologiques dans les domaines des dangers naturels et des risques associés.

Ce projet a notamment permis de développer des collaborations internes à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg avec le Dr. Jean Schmittbuhl et le Dr. Renaud Toussaint pour les traitements en photogrammétrie terrestre, le Dr. Pascal Sailhac pour le traitement et l'analyse des données de tomographies de résistivité électrique et le Dr. Anke Spickermann pour la modélisation avec le code SlowMov. Ce projet a également permis plusieurs séjours de formations techniques et d'échanges scientifiques dans des laboratoires de recherches européens rassemblés dans un pôle de compétence pluridisciplinaire composé:

- Du laboratoire de Mécanique des Sols de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (LMS – EPFL), Suisse, avec la collaboration du Pr. Lyess Laloui et le Dr. Alessio Ferrari pour les modélisations hydro-mécaniques avec le code à éléments finis Z Soil ;

¹ Projet MOUNTAIN-RISKS (2007-2010, 6FP) - "*Mountain-Risks: from prediction to management and governance*", Marie Curie Research Training Network, Contract MCRTN-CT-2007-035798, Coordination: J.-P. Malet (CNRS, Strasbourg) & O. Maquaire (UCBN, Caen). <http://mountain-risks.eu/>

² Projet ANR PNRH-ECCO ECOU-PREF (2006-2008) - "*Ecoulements Préférentiels dans les versants marneux fracturés et déclenchement de glissements de terrain*", Coordination: J.-P. Malet (CNRS, Strasbourg), O. Maquaire (UCBN, Caen) & J. Schmittbuhl (IPGS, Strasbourg).

³ Project ANR CATEL TRIGGERLAND (2007-2010) - "*Triggering mechanisms of landslides: analysis and modelling*", Coordination: J.-P. Malet (CNRS, Strasbourg) & D. Amitrano (LGIT, Grenoble).

⁴ Projet SAFELAND (2008-2011) - "*Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change and risk management strategies*", Coordination: Kalsnes Bjørn, Norwegian Geotechnical Institute (Norway)

- Du Laboratoire 'Estación Experimental de Aula Dei' du Conseil Supérieur d'Investigation Scientifique (EEAD-CSIC ; Saragosse, Espagne) avec la collaboration du Dr. Santiago Bégueria-Portuguès sur le développement du code à différences finies SlowMove ;
- Du Laboratoire Domaines Océaniques de l'Institut Européen des Etudes Marines de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest, France) avec la collaboration du Pr. Christophe Delacourt sur le traitement et la corrélation des images optiques terrestres et aériennes ;
- du l'Unité Risques Naturels et Stockage du CO₂ du Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM/ARN) avec des collaborations avec le Dr. Gilles Grandjean et Mr. Kevin Samyn pour l'acquisition sur le terrain et le traitement des données de tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction.

Des séjours ont également pu être effectués à l'Institut de Géomatique et d'Analyse du Risque de l'Université de Lausanne (IGAR-UNIL), Suisse avec la collaboration du Pr. Michel Jaboyedoff et du Dr. Thierry Oppikofer sur le traitement des données de scanner laser terrestre.

Les données traitées et exploitées dans ces laboratoires ont été acquises au cours de plusieurs campagnes d'acquisition sur le terrain effectuées dans le cadre de ce travail. La présente recherche se localise dans le Bassin de Barcelonnette, dans les Alpes françaises du Sud (Alpes-de-Haute-Provence) où les facteurs de prédispositions (marnes noires de l'Oxfordien-Callovien et un climat sec méditerranéen) favorisent le développement de plusieurs phénomènes de glissements-coulées. Le paysage y est largement représenté par les affleurements des 'Terres Noires' recouvertes par les formations morainiques et les nappes de chevauchement de l'Eocène couronnant les sommets topographiques de la fenêtre de Barcelonnette. Plusieurs glissements-coulées actifs de volume supérieure à 500'000 m³ y sont localisés dont les plus importants sont, le glissement-coulée de Poche (19ème siècle) et les glissements-coulées de Super Sauze (1970's) et de La Valette (1982), ces deux derniers étant les sites d'étude principaux de ce travail.

Structure de la thèse

Ce travail de thèse s'articule en six chapitres détaillant chacun une thématique spécifique:

Le premier chapitre décrit les caractéristiques géomorphologiques et cinématiques majeures des glissements-coulées argileux. Il présente ensuite le cadre morphologique et géologique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette. Leurs caractéristiques morphologiques et cinématiques sont également présentées.

Le deuxième chapitre présente les principes et les modes de traitement généraux des techniques d'investigation de glissements de terrain utilisés dans ce travail de recherche. Il s'agit des méthodes de télédétection optique du scanner laser proche infrarouge et de la photogrammétrie optique utilisées pour la caractérisation cinématique et les méthodes géophysiques de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction utilisées pour la caractérisation géométrique et hydrologique (tomographie de résistivité électrique) des glissements-coulées. Cette partie offre les éléments de compréhension de base à une communauté scientifique non spécialiste en faisant référence à des articles et ouvrages spécifiques.

Le troisième chapitre présente l'état de connaissance de la géométrie et de la structure des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette. Elle a pour objectif d'élaborer les modèles géométriques 3D de ces glissements-coulées pour caractériser leur structure interne et déterminer les volumes de matériau mobilisés et les mécanismes de rupture. Des méthodologies ont été développées à chaque site d'étude afin d'intégrer de manière cohérente les différentes sources de données déjà disponibles ou acquises pendant ce travail. Ce travail intègre les résultats de plusieurs campagnes d'investigations géophysiques et géotechniques réalisées en 2008 sur le site de Super-Sauze et en 2008, 2009 et 2010 sur le site du glissement de La Valette. Le modèle géométrique du Super-Sauze sera introduit dans la modélisation hydro-mécanique (§ 6.2)

Le quatrième chapitre décrit les caractéristiques hydrologiques des sites d'étude. Elle y apporte des éléments complémentaires à la compréhension des chemins d'infiltration de l'eau dans la zone non saturée des glissements-coulées. Une conceptualisation des processus d'infiltration et l'identification de temps caractéristiques sont présentées à l'aide de l'imagerie de résistivité électrique. Deux expériences d'infiltration à petite échelle ont été réalisées en 2007 sur le glissement du Laval (développé dans les marnes noires) et le glissement-coulée de Super-Sauze. La progression du front d'infiltration en profondeur a été suivie par levés hydrologiques et par tomographies de résistivité électrique.

Le cinquième chapitre présente l'état de connaissance de la cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette. Plusieurs méthodes ont été développées pour dériver les champs de déplacement à partir de données de scanner laser terrestre et de photogrammétrie optique terrestre en s'appuyant sur l'information complémentaire des plateformes aériennes et des levés au GPS différentiel. Ces méthodes permettent l'analyse spatiale et temporelle de la cinématique des glissements-coulées ainsi que la construction d'une base de données de déplacements continus utilisée pour le calage et la validation des modèles hydro-mécaniques (§ 6.2).

Le sixième chapitre modélise le comportement cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze en relation avec les variations de pression interstitielle et la rhéologie visco-plastique de la coulée. Deux approches complémentaires ont été développées. La première approche est fondée sur le code de calcul à élément finis Z soil intégrant les processus de couplages hydro-mécaniques pour analyser l'influence des pressions interstitielles sur le comportement de la coulée. La deuxième approche est fondée sur le code de calcul à différences finies SlowMov, en phase de développement, capable de reproduire de très grands déplacements en tenant compte de la composante visqueuse du matériau.

Chapitre 1 : Caractéristiques des glissements-coulées argileux et cadre morphologique des sites d'études

1.1 Caractéristiques géomorphologiques générales des glissements-coulées argileux

Selon la classification de Varnes (1978), les glissements-coulées lents font partie des “mouvements complexes et composites” correspondant au terme “*mudslide*” dans la terminologie anglo-saxonne (Hutchinson, 1988). Leur morphologie générale est similaire à celle d'une langue boueuse, hétérogène caractérisée par une teneur en eau élevée (Malet, 2003). Elle se compose d'une zone d'ablation (zone source), une zone de transit et une zone d'accumulation (Figure 1.1). D'un point de vue morphologique :

- la zone d'ablation est bordée par un escarpement principal d'un commandement pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres au pied duquel s'accumulent des débris de pente. Ces débris constitués de blocs de tailles variables (de quelques centimètres à plusieurs mètres) se transforment progressivement en une matrice silteuse. L'escarpement peut avoir différentes origines structurales (e.g. glissement rotationnel - glissement translationnel, écroulement et chutes de blocs). La morphologie de la zone d'ablation peut être relativement complexe incluant des coulées secondaires, des dépressions et des zones partiellement ou totalement saturées (Picarelli et al., 2005). Dans certains bassins-versants, plusieurs zones d'ablation peuvent coexister et fournir en continu du matériau dans une zone de transit commune (Malet, 2003) ;
- la zone de transit coïncide généralement avec un thalweg (ravine, torrent, chenal) préexistant, mais son existence n'est pas systématique lorsque la coulée s'étend directement sur une pente dépourvue de ravine (pente ouverte) ou de faible inclinaison. Les distances de transit peuvent être importantes et varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. Sa morphologie se caractérise par une allure étirée. La diminution de la résistance mécanique de la masse (“*softening*”) permet à la coulée d'épouser plus ou moins bien la morphologie de l'ancienne topographie (Picarelli et al., 2005). En période d'activité élevée, des bandes de cisaillement et des levées latérales se développent en bordure, de même que des fissures de tension orientées perpendiculairement à la direction d'écoulement (Corominas, 1995) (Figure 1.1) ;
- la zone d'accumulation prend la forme d'un ou de plusieurs lobes étagés ou raides (Malet, 2003). Dans certains cas, le pied du glissement-coulée peut atteindre un fond de vallée occupé par un cours d'eau avec le risque de formation d'un lac de barrage. La zone d'accumulation est souvent affectée de fissures de cisaillement normales à la direction principale du mouvement, des zones de bossellements, des griffures et rigoles (Malet, 2003 ; Picarelli et al., 2005).

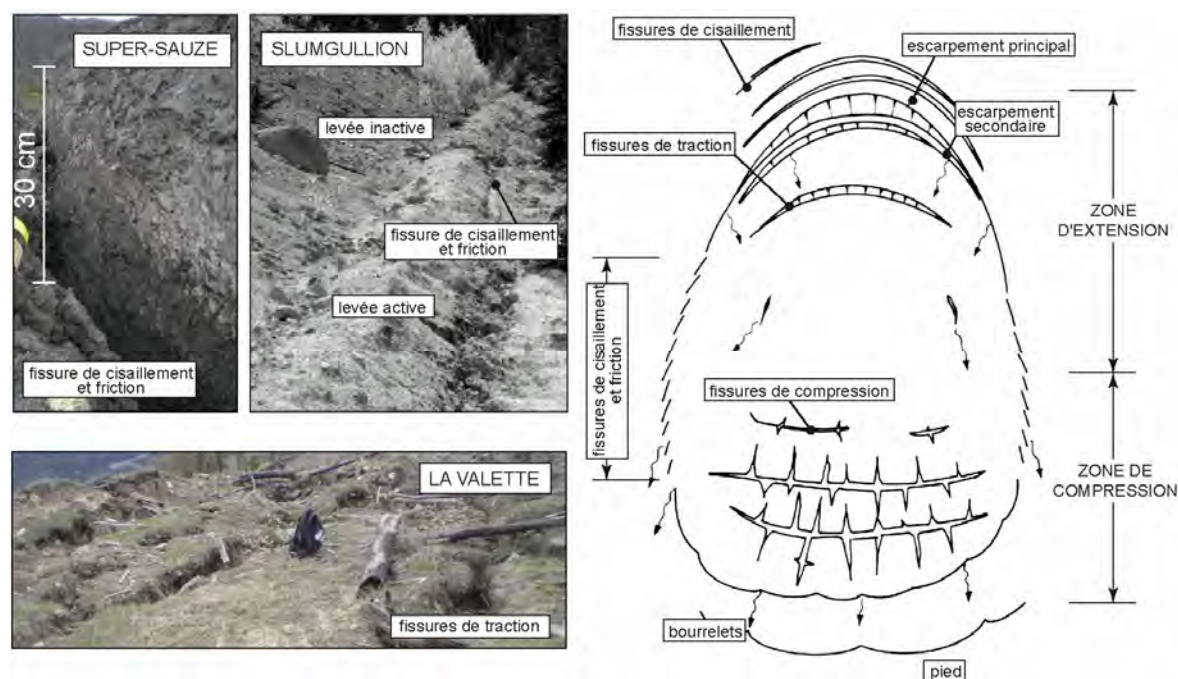


Figure 1.1 – Répartition caractéristique des fissures, des bourrelets et des levées sur un glissement-coulée (adapté de Malet, 2003). Détail photographique des fissures de cisaillement-friction, des levées latérales (actives, inactives) et des fissures de traction observées sur les glissement-coulées de Super-Sauze, de La Valette (France) et de Slumgullion, Etats-Unis (Baum et al., 2003).

1.2 Caractéristiques cinématiques générales des glissements-coulées argileux

Les formations géologiques d'argiles fissurées, d'argilites, de schistes, d'argiles sur-consolidées à plasticité moyenne, de marnes et d'ardoises sont généralement favorables au développement de glissements-coulées lents (Brunsden et Ibsen, 1996 ; Picarelli, 2000 ; Malet, 2003). Les glissements-coulées sont déclenchés par des mécanismes de déformations cisailantes, de ruptures locales et de phénomènes de fluidification (Malet et al., 2005 ; Picarelli et al., 2005 ; van Asch et al., 2006). D'un point de vue cinématique, ils présentent des successions de phases d'accélération et de décélération jusqu'à un nouvel état d'équilibre hydro-mécanique sur le long terme (plusieurs années) (Picarelli et al., 1999). Toutefois, des phases d'accélération temporaires ont été régulièrement observées sur plusieurs sites sous l'effet de fortes pluies, de phénomènes sismiques ou d'une érosion du pied (Malet, 2003 ; Comegna et al., 2007). Les déplacements sont continus sur des distances parfois kilométriques et des périodes de temps de plusieurs années dues aux mécanismes de fluages et aux variations de pression interstitielle (Picarelli et al., 1999). Ces phénomènes associent donc plusieurs styles d'activité (fluage, déformation plastique sur une surface de glissement et écoulement sous la forme de coulées fluides).

Dans les régions tempérées, les glissements-coulées lents sont caractérisés par un comportement saisonnier contrôlé par les fluctuations des pressions interstitielles liées principalement aux infiltrations des eaux de surface (précipitations, fonte du manteau neigeux) (Picarelli, 2001 ; Comegna et al., 2007). Par conséquent, les vitesses sont spatialement et temporellement variables. Elles sont comprises en moyenne entre 0.01 et 2 m.jour⁻¹ (Malet, 2003). Typiquement, pour les glissements-coulées localisés en basses altitudes en régions tempérées, le pic d'activité est atteint pendant les pluies d'automne, l'activité diminuant ensuite progressivement durant le reste de l'année. En altitude, la recharge de la nappe au printemps par les précipitations et la fonte du manteau neigeux sont également responsables de fortes accélérations (Maquaire et al., 2001).

Contrairement aux glissements se déplaçant comme des corps rigides sur une surface de glissement discrète, les glissements-coulées peuvent présenter des mécanismes et des structures de déformations similaires à des fluides visqueux avec plusieurs zones de cisaillement internes (Skempton & Hutchinson, 1969 ; Picarelli et al.,

2005). En plus d'une déformation distribuée verticalement au sein de la masse, ces phénomènes associent un régime de déformation spécifique caractérisé par une zone d'extension en amont et une zone de compression en aval (Malet, 2003).

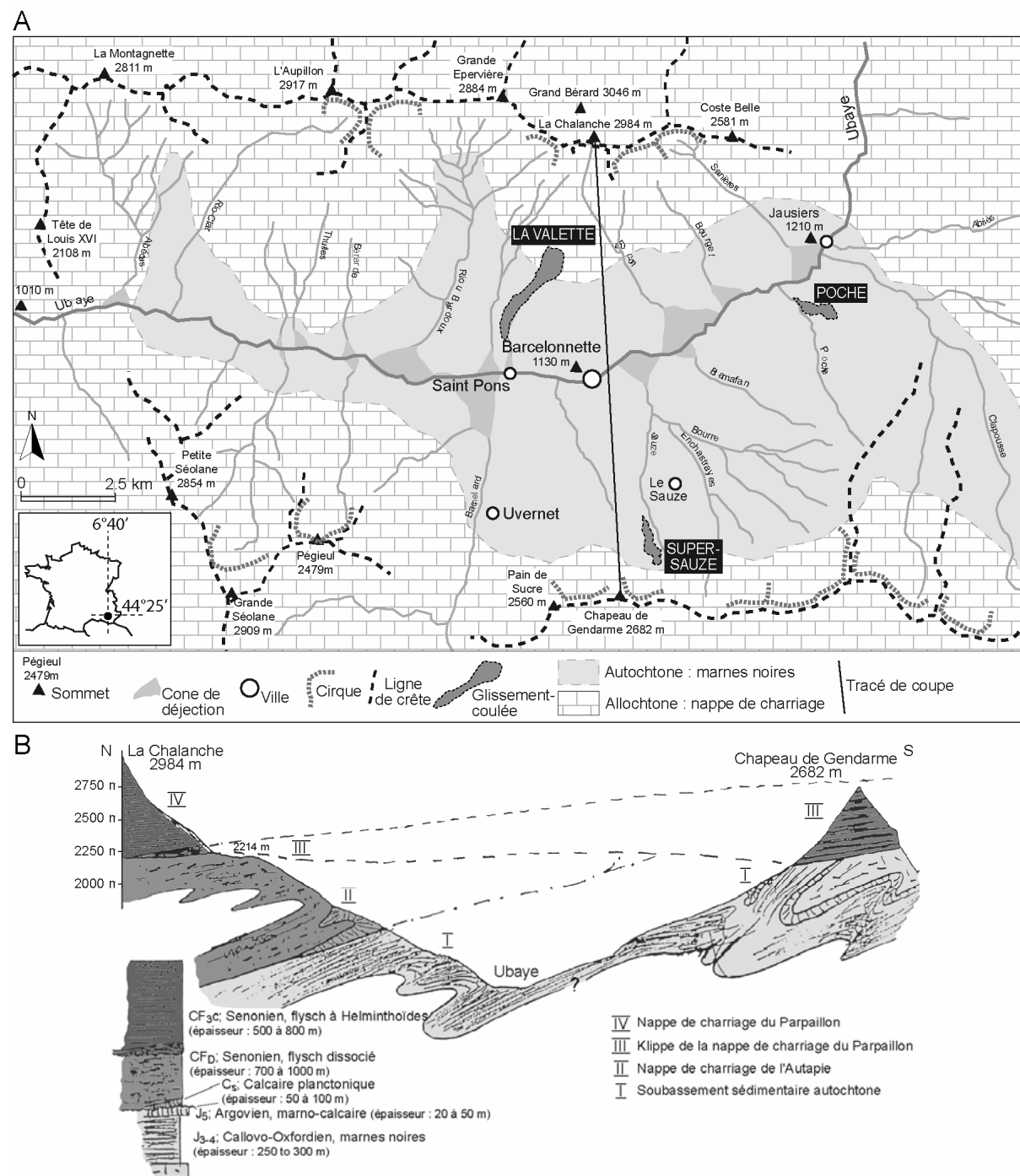


Figure 1.2 – Géologie et morpo-structure du bassin de Barcelonnette (adapté de Malet, 2003), A) cartes des formations géologiques autochtones et allochtones et principaux traits morphologiques, B) coupe géologique (tirée de Maquaire et al., 2003).

1.3 Caractéristiques spécifiques des glissements-coulées dans les marnes noires du Bassin de Barcelonnette

1.3.1 Facteurs de prédisposition litho-structuraux et météo-climatiques

Situé entre les massifs cristallins de l'Argentera et du Mercantour au Sud, le massif des Ecrins au Nord-Ouest et le Queyras au Nord-Est, le Bassin de Barcelonnette s'étend sur une superficie d'environ 200 km² sur une longueur de 22 km et sur une largeur de 8 à 10 km (Figure 1.2 A). Les sommets en bordure du bassin atteignent des altitudes comprises entre 2800 m et 3100 m. Le bassin est traversé sur sa longueur par la rivière de l'Ubaye (altitude moyenne de 1130 m). Les versants adret et ubac sont en bonne partie recouverts par les formations glacières würmiennes, tardi et post-glaciaires de plusieurs mètres d'épaisseur jusqu'à environ 2200 m d'altitude.

Le Bassin de Barcelonnette fait partie de l'unité des Alpes Dauphinoises comprenant les nappes de chevauchement du Briançonnais, de l'Embrunais, du Queyras et de l'Argentera-Mercantour (Plan, 1968). Le plongement du socle cristallin entre les massifs granitiques du Pelvoux et de l'Argentera a permis l'affleurement de la couverture sédimentaire dont l'érosion a formé la fenêtre tectonique de Barcelonnette (Plan, 1968). La couverture sédimentaire est constituée des nappes de l'Autapie (série de flyschs déstructurés et de carbonates du Crétacé Supérieur au Paléocène Supérieur) et du Parpaillon (série de flyschs à helminthoïdes et de carbonates du Lias au Paléocène) chevauchant les formations autochtones ('Terres Noires', marnes noires du Jurassique Supérieur) (Figure 1.2 A, B). Le contact tectonique entre l'autochtone et l'allochtone est très irrégulier et complexe, jalonné d'écailles tectoniques.

Les versants Sud et Nord de la vallée de l'Ubaye sont dyssymétriques du fait des configurations structurales géologiques spécifiques du bassin (Figure 1.2 A, B). En effet, le versant Sud est principalement constitué des formations autochtones des Terres Noires le plus souvent en aval pendage favorable aux mécanismes cinématiques de rupture. Les formations allochtones de flysch et de carbonate plus compétentes y sont quasi absentes ou limitées à des klipptes ou à des écailles calcaires, reliques de la nappe du Parpaillon. Ces formations affleurent à partir de 2000 m. Il en résulte une pente topographique moyenne de 22°. Dans le versant Nord (adret), les formations allochtones sont plus importantes et caractérisées par une stratigraphie en amont-pendage plus stable. La pente moyenne du versant Nord est par conséquent plus importante (30°).

La formation autochtone des Terres Noires forme les parties intermédiaires et basales du bassin où se sont développés la totalité des glissements-coulées de la région et les paysages typiques de badlands. Elle correspond à une série de dépôts sédimentaires de plus de 300 m d'épaisseur. Cette formation est fortement affectée par la tectonique régionale visible sur le terrain par des plis de plusieurs ordres et une schistosité très pénétrative affectant l'ensemble de la masse de la roche (Plan, 1964 ; Légier, 1977). Son faciès est celui d'un schiste argileux, tendre et finement lité avec quelques intercalations de nodules centimétriques argilo-calcaires, quartzeux et pyriteux (Malet, 2003). Les teneurs en carbonate et en matière organique sont d'environ 33% (calcite et dolomite) et 15% respectivement, la fraction argileuse étant constituée principalement d'illite et de chlorite (Herrmann, 1997).

Le Bassin de Barcelonnette connaît un climat méditerranéen sec et montagnard caractérisé par un fort ensoleillement (> 2700 heures.an⁻¹), une sécheresse estivale et une forte variabilité de précipitations interannuelles (730 ± 400 mm sur la période 1928-2002) (Malet, 2003). La saison automne-hiver est caractérisée par un pic de précipitations solide ou liquide de longue durée. Le cumul de précipitations hivernales peuvent représenter jusqu'à 35% des précipitations annuelles cumulées (Sommen, 1995). Par contre, les saisons du printemps et de l'été sont généralement plus secs avec des orages locaux de fortes intensités (supérieures à 50 mm.heure⁻¹) (Flageollet et al., 1999 ; Malet et al., 2003). La température annuelle à 1140 m d'altitude (Barcelonnette) correspond à 9.6°C sur la période 1928 à 2002 (Malet, 2003). Par conséquent, les variations nycthémérales de température, le nombre de cycles gel/dégel sont importants et favorisent les processus d'altération et de dégradation mécanique des roches en surface (Malet et al., 2003).

Ce type de climat combiné aux prédispositions litho-structurales est donc particulièrement favorable aux déclenchements d'instabilités gravitaires. En effet, les blocs de marnes se désagrègent rapidement par cryoclastie et hydroclastie en fonction de leur taux de carbonates et d'argiles, de la porosité et des microstructures (Phan & Antoine, 1994 ; Maquaire et al., 2003 ; Malet, 2003). Après quelques dizaines de cycle

gel-dégel, les blocs de marnes intactes sont rapidement déstructurés en clastes de taille centimétrique (Malet, 2003) (Figure 1.3 A, B). Le stade final de la désagrégation aboutit à la formation d'une matrice silto-argileuse (Figure 1.3 C).

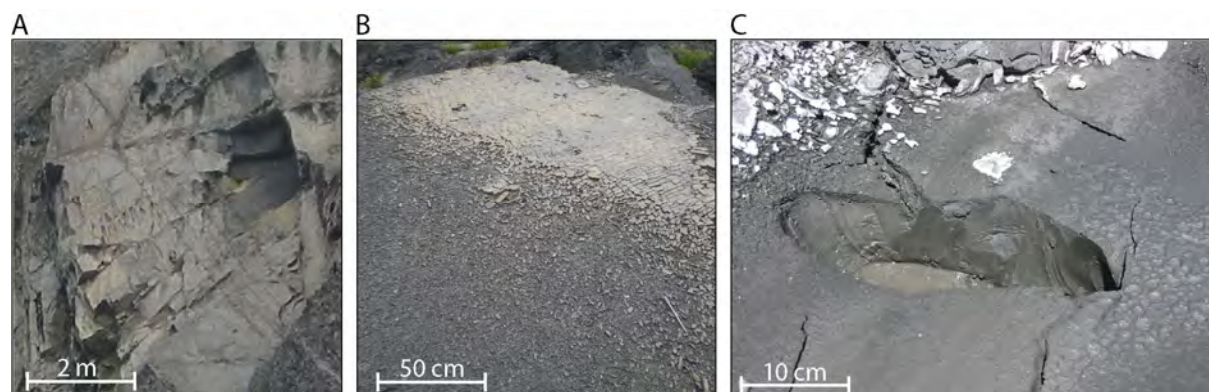


Figure 1.3 – Stades de désagrégation des marnes noires, A) marnes fracturées non altérées dans l'escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze, B) bloc en état de désagrégation en paillettes centimétriques, C) stade final de désagrégation en une matrice silto-argileuse.

La rapide dégradabilité des marnes noires favorise le développement de glissements-coulées dans le Bassin de Barcelonnette. Ces derniers présentent des morphologies caractéristiques associées aux détachements de blocs de la couronne qui s'accumulent au pied des escarpements, une désagrégation progressive des matériaux par météorisation mécanique, le développement de coulées dont le comportement est contrôlé par les conditions hydro-météo-climatiques (Malet, 2003), et dans certains cas, une fluidification des matériaux avec le déclenchement de coulées boueuses rapides.

Les glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette sont les sites principaux de cette étude. Une description générale des deux sites est proposée ci-après ; une présentation plus détaillée de la géométrie, de l'hydrologie et de la cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette est proposée aux chapitres § 3.1, § 4.1 et § 5.1 respectivement.

1.3.2 Historique et description du glissement-coulée de Super-Sauze

Le glissement-coulée de Super-Sauze est localisé en rive gauche de la vallée de l'Ubaye au Sud de Barcelonnette dans le bassin de réception du torrent de Sauze (2077 m), à la base du glacier rocheux de la Goutta (Figure 1.2 A, Figure 1.4). Ce glacier rocheux, situé sur le replat au-dessus de l'escarpement principal de la coulée, est totalement dégagé d'après la typologie d'Evin (1987). Il sert néanmoins d'aquifère principal à la source de la Goutta (Evin, 1987 ; Malet, 2003). Cette source, partiellement captée, alimente le torrent du Sauze bordant le glissement-coulée en contrebas.

Le glissement-coulée se développe dans un paysage de badlands caractéristique de la région au lieu-dit "Les Roubines" (Figure 1.4). Ce paysage forme un réseau complexe de ravines raides (pentes parfois supérieure à 45°), parallèles et coalescentes entre les côtes 1700 m et 2150 m selon une organisation en "patte d'oie" (Malet, 2003). La formation de la coulée résulte d'une destabilisation généralisée dans tout le versant dans les années 1960 contrôlée par des failles régionales dont la principale est d'orientation Nord Nord Ouest - Sud Sud Est (Maquaire et al., 2001). En parallèle, une succession de glissements superficiels plans et de type dièdres s'est opérée sur les parties sommitales des crêtes. Les matériaux accumulés dans les ravines sont progressivement altérés en une matrice sablo-silteuse à silto-argileuse incorporant des blocs et fragments de marnes et de carbonates provenant de la couverture morainique. Dans les années 1970, les matériaux se mobilisent en coulée recouvrant graduellement l'ancien lit du torrent de Sauze avec des vitesses moyennes de quelques centimètres par jour. L'évolution cinématique détaillée de la coulée depuis son déclenchement est décrite dans le chapitre § 5.1.2.

Le glissement-coulée évolue aujourd'hui dans son état naturel, aucune mesure de rémediation n'étant actuellement nécessaire vu le faible niveau de danger encouru par la population et les infrastructures localisées en contrebas.

En 2007, le glissement-coulée s'étend sur une distance de 920 m entre les altitudes de 2105 m à la couronne et 1736 m au pied. La largeur moyenne est de 135 m avec une pente moyenne de 25°. Le volume est estimé à 560'000 m³ (Travelletti & Malet, 2011). Trois zones s'y distinguent : la zone d'ablation, la zone de transit et la zone d'accumulation (Figure 1.4).

- **Description de la zone d'ablation :**

La zone d'ablation comprend la couronne, l'escarpement de la coulée et le replat situé au pied de l'escarpement. La couronne est totalement recouverte de dépôts morainiques de plusieurs mètres d'épaisseur dans lesquels s'infiltrent les eaux provenant du glacier rocheux. Le recul moyen de la couronne atteint 8 m dans certains secteurs entre 1996 et 2001 (Malet, 2003). L'escarpement, d'un commandement de 80 à 100 m et d'une pente raide d'environ 70°, est situé au droit de la source de la Goutta et traversé par une faille Nord Nord Ouest - Sud Sud Est (Figure 1.4 photographie a). La fracturation (stratification, schistosité, diaclases) est persistante et conditionne les mécanismes cinématiques de rupture. L'étude structurale fait l'objet du chapitre 5.3.1.1. Les nombreuses chutes de pierres et éboulements dans cette zone forment un tablier d'éboulis masquant la base de l'escarpement et alimentent le corps de la coulée.

Le replat s'étend sur une superficie de 7-8 ha entre 1930 et 1970 m d'altitude. La topographie y est très chaotique à cause des nombreux panneaux de marnes en stades d'altération différents, de dimensions plurimétriques et répartis de manière hétérogène (Malet, 2003).

- **Description de la zone de transit :**

A l'aval du replat, s'étend la partie amont de la zone de transit caractérisée par une pente moyenne de 23° contournant localement une crête stable *in-situ* partiellement recouverte par la coulée (Figure 1.4 photographie b). Il s'agit de la zone la plus active de la coulée avec des vitesses moyennes annuelles de 3 cm.jour⁻¹. Elle est constituée de blocs et de panneaux de marnes métriques emballés dans une matrice sablo-silteuse formant une morphologie bosselée où chaque bosse correspond à un bloc en voie de désagrégation (Malet et al., 2000) (Figure 1.4 photographie e). Plus en aval, la pente topographique s'adoucit (15°) et forme un replat intermédiaire (Figure 1.4 photographie c). La fréquence et la taille des blocs diminuent d'amont vers l'aval à cause d'un état de désagrégation plus avancé (granulométrie des matériaux plus fine). Il en résulte une morphologie moins chaotique. Les quelques blocs présents sont essentiellement composés de carbonates provenant de la couverture morainique. De nombreuses fractures normales à la direction d'écoulement sont également présentes.

- **Description de la zone d'accumulation :**

Plus en aval, dans la zone d'accumulation, la vallée torrentielle se resserre rapidement, contraignant la coulée à converger dans l'axe de la vallée (Figure 1.4 photographie d). La zone d'accumulation est globalement en compression et est affectée de fissures de cisaillement normales à la direction principale du mouvement et des zones de bossellements. Les matériaux accumulés sont partiellement érodés par le torrent de Sauze. Cependant le taux d'érosion n'est pas suffisant pour stopper la progression du pied en aval. Par conséquent, le pied progresse avec une vitesse moyenne annuelle de 0.004 à 0.009 m.jour⁻¹.

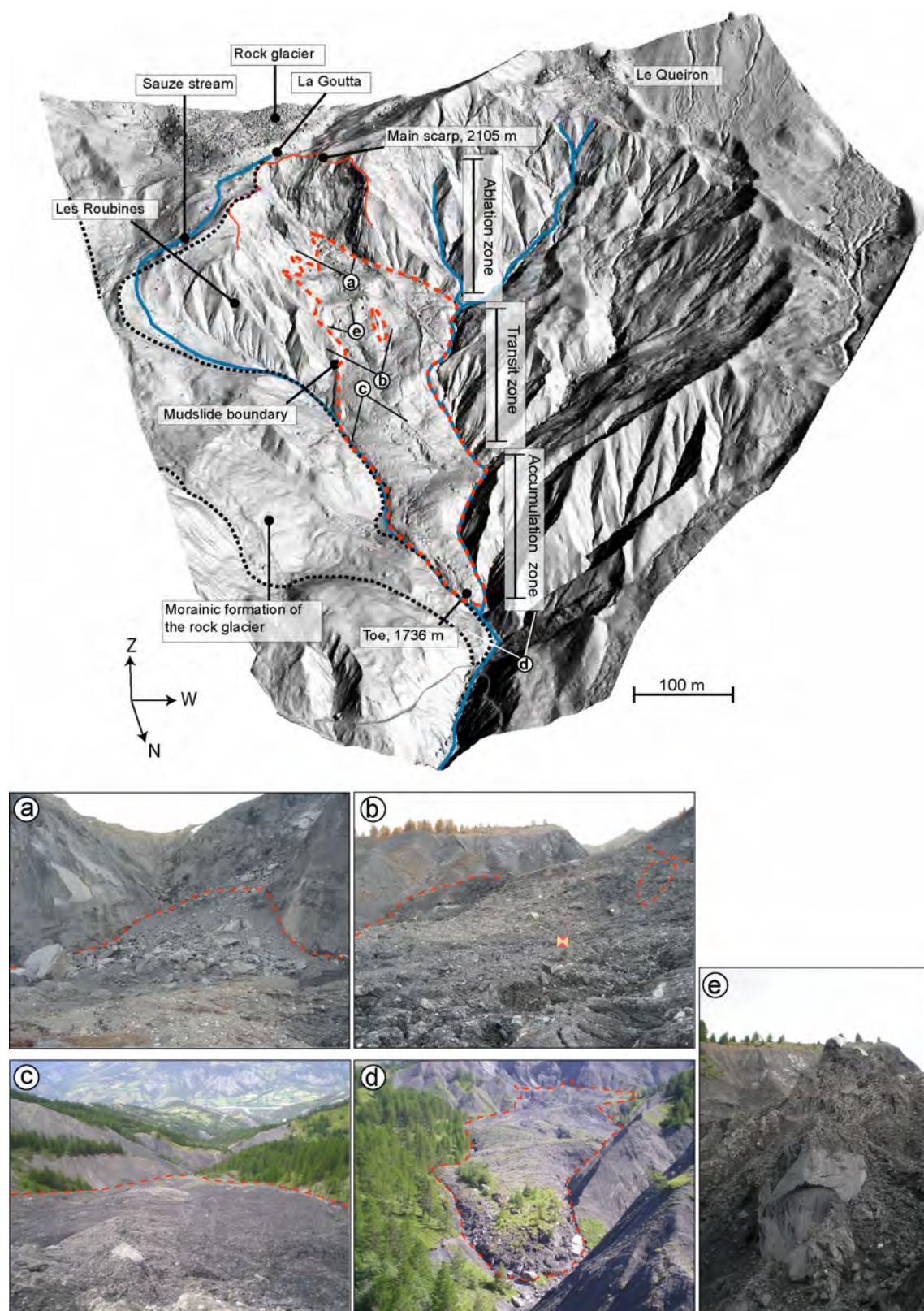


Figure 1.4 – Vue du bassin torrentiel des Roubines et du glissement-coulée de Super-Sauze en juillet 2009 (vue 3D d'un Modèle Numérique de Terrain issu de données LiDAR) avec différentes photographies de la coulée, a) escarpement principal, b) partie amont de la zone de transit et crête in situ stable partiellement recouverte, c) partie aval de la zone de transit, d) vue du pied de la coulée, e) zone de blocs marneux plurimétriques dans la partie amont de la zone de transit.

1.3.3 Historique et description du glissement-coulée de La Valette

Le glissement-coulée de La Valette est localisé en rive droite de la Vallée de l'Ubaye au Nord-Ouest de la ville de Barcelonnette dans le bassin de réception de l'ancien torrent de la Valette, aujourd'hui inactif (Figure 1.2 A). Il s'est déclenché en 1982 au lieu-dit "Le Rocher Blanc" dans un contexte géologique particulier, à cheval sur la limite tectonique entre les marnes noires de l'autochtone et les formations de flysch de la nappe de l'Autapie (Figure 1.2 A). Cette limite tectonique explique la localisation de lignes de sources alimentant l'ancien torrent de La Valette (Le Mignon, 2004). Une seconde entité géologique locale est représentée par une écaille tectonique de calcaire planctonique et de flysch fracturé (d'âge Turonien au Paléocène Supérieur) appartenant à la nappe du Pelat dont les affleurements sont relativement rares dans le Bassin de Barcelonnette. La rupture circulaire a été déclenchée par une augmentation des pressions interstitielles à proximité du contact tectonique (Le Mignon, 2004). Le mécanisme de glissement s'est initié par une déstabilisation en amont qui a créé une surcharge suivie d'une saturation des terrains morainiques et de marnes noires en aval (Van Beek & Van Asch, 1996 ; Malet, 2003). Ces terrains se sont progressivement déstabilisés et transformés en glissement-coulée recouvrant le lit du torrent de la Valette. L'évolution cinématique détaillée de la coulée depuis son déclenchement est décrite dans le chapitre § 5.1.3. Le glissement-coulée de La Valette constitue aujourd'hui une menace pour 170 logements installés en contrebas dans la localité de Saint Pons à l'Ouest de Barcelonnette (Combes, 1990).

Depuis son déclenchement en 1982, le glissement-coulée associe deux styles d'activité majeurs: la régression progressive de l'escarpement vers le Nord caractérisée par des ruptures trans-rotationnelles dans les formations de flysch et la progression de la coulée en aval. Entre 1982 et 1983, la surface instable s'est étendue de 26 ha à 50 ha en 1985 et 57 ha au printemps 1987 (Colat et Locat, 1993). Toutefois, l'évènement majeur ayant suscité la plus grande inquiétude est sans doute la coulée boueuse du printemps 1988 suite à des précipitations importantes et une fonte rapide du manteau neigeux. 50'000 m³ de matériaux morainiques ont été soudainement mobilisés sur une distance de 500 m jusqu'à l'altitude de 1200 m (Colat et Locat, 1993 ; Le Mignon, 2004). Suite à la rupture de 1982 et à la coulée boueuse de 1988, plusieurs travaux ont été entrepris par le Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) dont les plus importants ont été :

- l'installation d'un système de surveillance topométrique de cibles réparties sur la coulée ;
- d'importants travaux de drainages superficiels ainsi qu'une revégétalisation du corps du glissement pour abaisser et stabiliser le niveau de la nappe ;
- la construction d'un piège à matériau d'une capacité d'environ 100'000 m³ à l'apex du cône de déjection du torrent de La Valette (Figure 1.5 photographie h) ;
- un système d'alerte pour surveiller le pied de la coulée. Ce dernier est composé d'un système de télésurveillance en continu par infrarouge et de palpeurs installés en aval du pied permettant de détecter le passage de coulées boueuses (Combes, 1990) (Figure 1.5 photographies f et g).

En 2007, le glissement-coulée de La Valette d'une superficie de 41 ha s'étend sur une longueur de 1380 m, une largeur maximale 290 m entre les altitudes de 2070 m à la couronne et 1240 m au pied. Il totalise un volume estimé à 3.5 10⁶ m³ (Le Mignon et Cojean, 2002) (Figure 1.5). L'épaisseur de la masse est estimée entre 20 et 25 m par une investigation par sismique réfraction (Evin, 1992). Comme pour le glissement-coulée de Super-Sauze, une structuration en zones peut être identifiée : la zone d'ablation, la zone de transit et la zone d'accumulation.

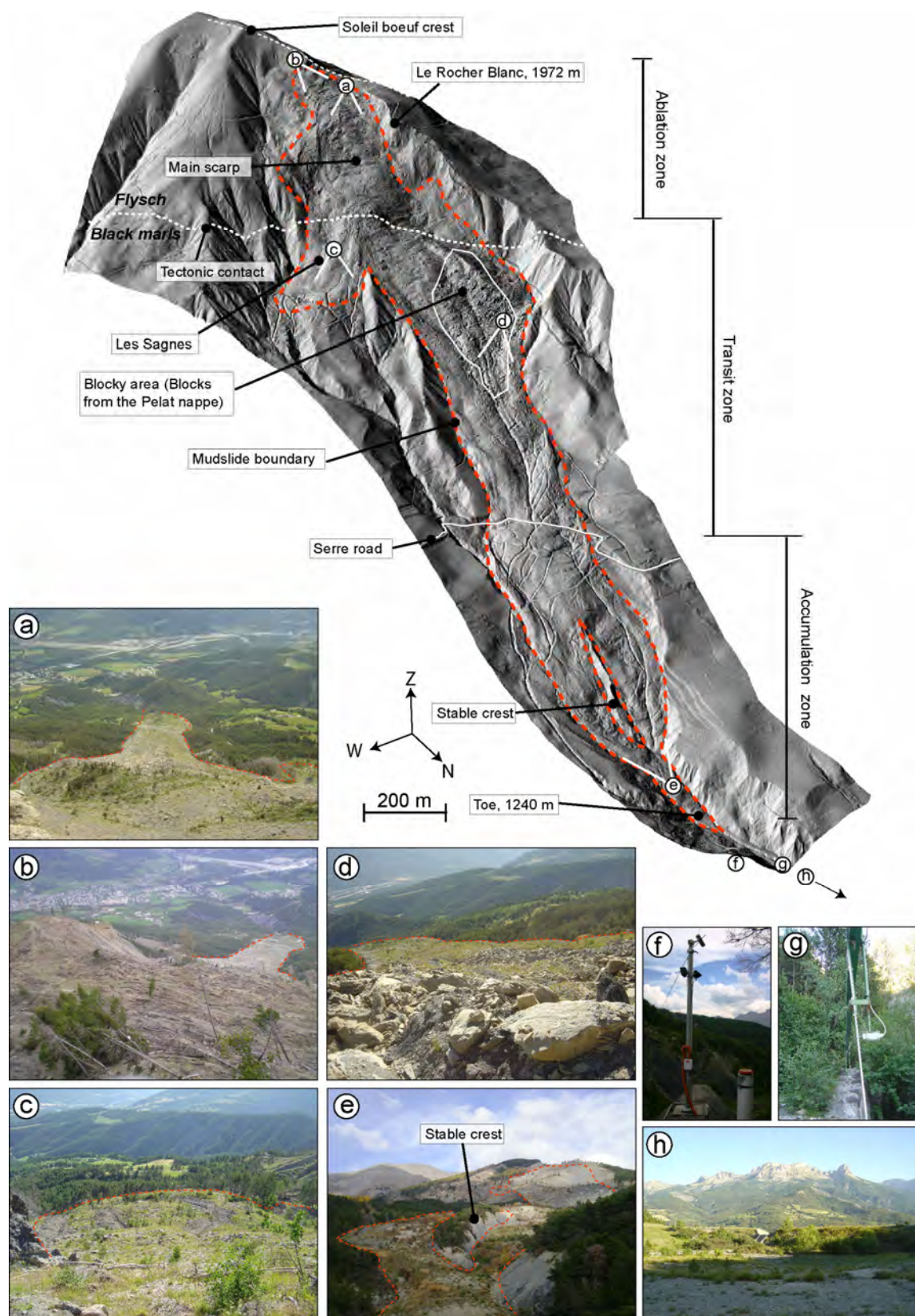


Figure 1.5 - Vue du glissement-coulée de La Valette en juillet 2009 (vue 3D d'un Modèle Numérique de Terrain issu de données LiDAR) avec différentes photographies de la coulée, a) vue depuis l'escarpement principal en direction de la coulée, b) vue de la couronne et de la végétation perturbée, c) partie amont Ouest de la zone de transit, b) vue de la coulée à partir de la zone à blocs, e) vue depuis le pied de la coulée en direction de l'îlot stable, f) et g) système de surveillance par caméra infrarouge et détecteurs de coulées boueuses, h) barrage de rétention.

- **Description de la zone d'ablation :**

La zone d'ablation est caractérisée par une évolution régressive importante de plusieurs centaines de mètres depuis la rupture de 1982 avec un regain d'activité depuis 2002. A cause de cette activité importante, la morphologie générale de la couronne dans les formations de flysch est chaotique et est caractérisée par de nombreuses fractures de traction plurimétriques d'ouverture centimétrique à métrique disposées en arc de cercle autour de la couronne et un couvert végétal très perturbé (Figure 1.5 photographies a et b). Cette zone est notamment caractérisée par l'absence de dépôt morainique. La bordure de la couronne est délimitée en amont par la crête de Soleil Bœuf représentant un escarpement rectiligne de 4 m à 5 m de haut et d'une inclinaison d'environ 40°. La crête correspondrait à l'escarpement d'un ancien glissement d'héritage post-glaciaire incluant la zone de rupture de 1982 (Evin, 1992 ; Le Mignon, 2004). Cette hypothèse fera notamment l'objet d'étude du chapitre § 3.4.1.1. En aval, l'escarpement principal est constitué de paquets de flysch plus ou moins cohérents d'une centaine de mètre de larges en voie de désagrégation progressive. Cet apport de matériau important charge actuellement la partie amont du corps de la coulée. De nombreuses sources sont également observables à la base de l'escarpement.

- **Description de la zone de transit :**

La zone de transit se situe à cheval sur des terrains de l'allochtone et de l'autochtone des Terres Noires. Elle est délimitée en amont par la base de l'escarpement et en aval par la route du Serre traversant la coulée sur sa largeur. Dans la partie amont de la zone de transit, la coulée est divisée en deux langues distinctes. Une partie de la coulée s'étend vers l'Ouest et charge des terrains localement gorgés d'eau (lieu-dit "Les Sagnes") actuellement drainés par le Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) (Figure 1.5 photographie c). Ces terrains sont composés de blocs de grès et de carbonate métriques emballés dans une matrice silto-sableuse. Ils forment un relief régulier d'une pente moyenne de 25°. L'extension de la coulée à l'Est est canalisée par l'ancien lit du torrent de la Valette. Dans la partie amont, la coulée est formée par un chaos de blocs de carbonate métriques à décimétriques provenant de l'écaille tectonique de la nappe du Pelat (Figure 1.5 photographie d). Cette zone à blocs s'étend sur une longueur d'environ 300 m et une largeur d'environ 130 m. Plus en aval, à proximité de la route du Serre, le nombre de blocs diminue et le paysage est composé de blocs dispersés issus des formations des Terres Noires, de flysch et de moraines (Maquaire et al., 2003). Le relief y est régulier et incisé par les fossés de drainage anthropiques creusés pour la remédiation. De 1982 à 1988, les déplacements cumulés observés atteignent environ 160 m (Le Mignon, 2004) ; actuellement la coulée continue de progresser vers l'aval avec des vitesses annuelles moyennes de l'ordre de 1 cm.jour⁻¹

- **Description de la zone d'accumulation :**

La morphologie de la zone d'accumulation à l'aval de la route du Serre est marquée par une topographie régulière avec une densité de blocs moins importante que dans la zone de transit. L'émergence d'un îlot stable partiellement enseveli divise la coulée en deux parties de volumes inégaux canalisés par deux anciens talwegs (Figure 1.5 photographie e) : à l'Ouest l'ancien talweg du torrent du Serre rejoignant la coulée au niveau de la route du Serre et à l'Est, l'ancien talweg du torrent de La Valette. Le flanc des talwegs sont raides et dissymétriques. Leur confluence se situe à l'aval de l'îlot stable au niveau du pied. Depuis la coulée de boue de 1988, les matériaux se sont principalement accumulés dans l'ancien talweg du Serre à l'Ouest de l'îlot stable (Figure 1.6). Cette accumulation augmente la probabilité d'occurrence de nouvelles coulées de boue par fluidification des matériaux, comme cela a été observé en 1988. Néanmoins depuis l'installation des drainages dans la zone de transit et d'accumulation, l'activité de cette zone a nettement diminué (taux de déplacement largement inférieurs au centimètre par jour) (Evin, 1992).

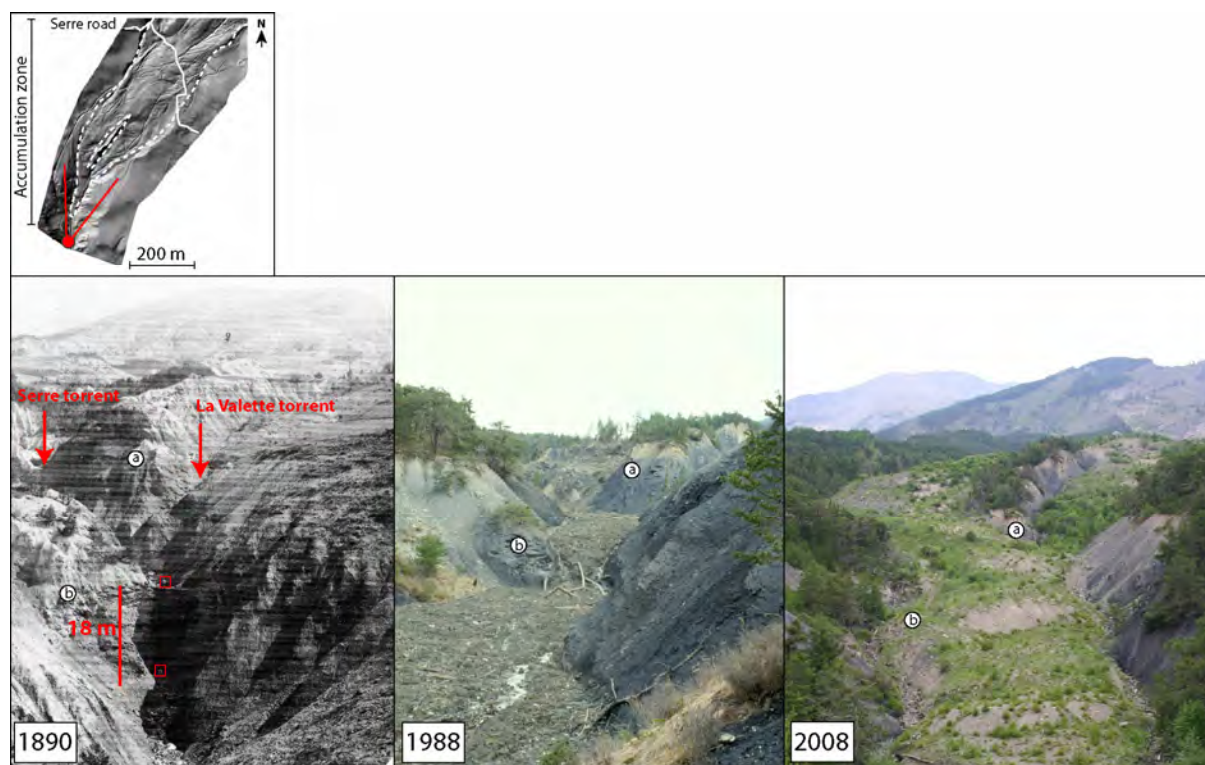


Figure 1.6 - Vues vers le Nord de la zone de confluence des torrents du Serre de La Valette et de l'îlot stable (a) en 1890 (pour l'échelle, les carrés rouges indiquent la présence de deux personnes sur un seuil torrentiel (b) (photographie RTM), en 1988 où les chenaux de torrents sont comblés par la coulée boueuse (photographie RTM) et en 2008 où la zone est totalement recouverte par les matériaux du glissement-coulée.

1.4 Conclusion du Chapitre 1

Cette partie a présenté les caractéristiques morphologiques et cinématiques principales des glissements-coulées, et en particulier ceux des sites d'études de Super-Sauze et de La Valette. En raison de leur intérêt scientifique, de leur forte activité et du danger réel encouru (notamment pour le site de La Valette), ces sites ont fait l'objet de plusieurs investigations de cartographie géomorphologique, de mesures géotechniques, géophysiques et de déplacements depuis les années 1990 environ par des laboratoires de recherches ou des bureaux d'étude privés soutenus ou mandatés par le Service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM). Durant ce travail de recherche, de nombreuses campagnes de mesures sur le terrain ont permis de compléter la base de données déjà disponible sur ces sites. La Table 1.1 synthétise les nouvelles données acquises entre 2007 et 2010 sur les sites de Super-Sauze et de La Valette. Les données antécédentes exploitables en vue des objectifs de ce travail sont également présentées. Une revue plus détaillée de ces données sera présentée dans chaque chapitre du manuscrit traitant chacun un objectif spécifique (caractérisation géométrique au chapitre § 3.1, hydrologique au chapitre § 4.1 et cinématique au chapitre § 5.1). Les principes des techniques utilisées dans ce travail ayant permis l'enrichissement de la base de données sont présentées dans le chapitre suivant.

Table 1.1 - Synthèse des données acquises pendant ce travail de recherche (2007-2010), et ayant servi à compléter la base de données antécédentes.

Nouvelles données acquises sur la période 2007 - 2010:		Nombre d'acquisition par sites	
Type de données	Techniques	Super-Sauze	La Valette
Géomorphologique	Photographie aérienne très haute résolution	3	1
	Photographie terrestre (position fixe)	109	0
	MNT photogrammétrique	1	0
	Nuage de points par scanner laser aéroporté	2	2
	Nuage de points par scanner laser terrestre	22	17
Géotechnique	Forage / inclinomètre	0	5
Géophysique	Tomographie de résistivité électrique	22	10
	Tomographie de sismique réfraction	1	12
Hydrologique	Donnée piézométrique en continu	4	0
Cinématique	Donnée extensométrique	1	0
	Campagne de GPS différentiel sur repères	9	6
Données utilisées antérieures à 2007:			
Type de données	Techniques		
Géomorphologique	Photographie aérienne	5	6
	MNT photogrammétrique	5	1
Géotechnique	Forages / inclinomètre	5	3
	Essai géotechnique au pénétromètre dynamique	396	0
Géophysique	Tomographie de résistivité électrique	8	0
	Sondage et tomographie de sismique réfraction	4	6
Hydrologique	Donnée piézométrique en continu	4	0
Cinématique	Campagne de GPS différentiel sur repères	6	0
	Campagnes de tachéométrie sur repères	0	base de données RTM

Chapitre 2 : Présentation des techniques utilisées

Objectif de la partie : Cette partie a pour objectif de présenter les principes et les modes de traitement généraux des techniques d'investigation de glissements de terrain utilisées dans ce travail. Elle offre les éléments de compréhension de base à une communauté scientifique non spécialiste en faisant référence à des articles et ouvrages plus exhaustifs. Les traitements plus spécifiques et plus adaptés aux sites d'étude seront présentés dans les chapitres § 3.2, § 4.2 et § 5.2, traitant de la caractérisation géométrique, hydrologique et cinématique des glissements-coulées respectivement.

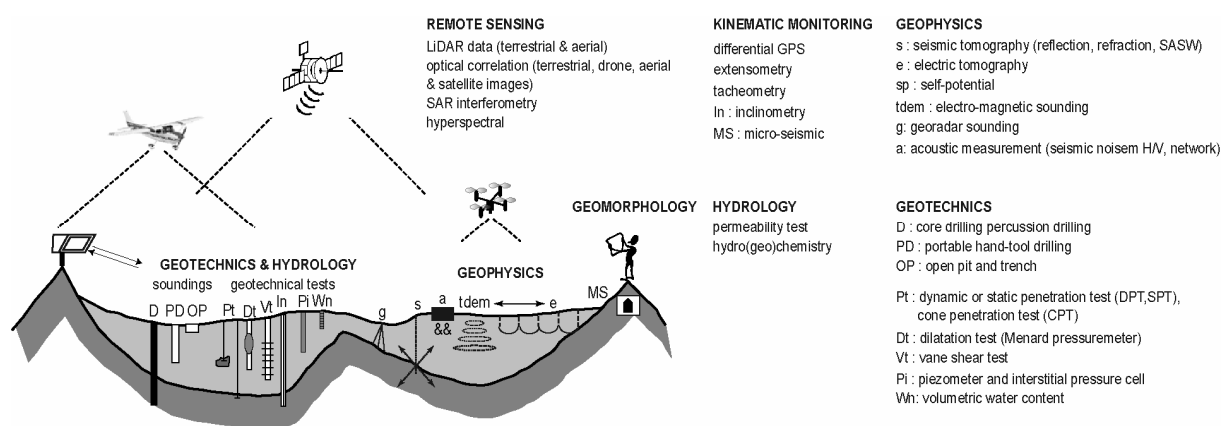


Figure 2.1 - Stratégie multi-paramètres et multi-résolutions d'investigations et d'observations de glissements de terrain actifs (adapté de van Asch et al., 2007 a).

Le développement de l'imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'analyse d'objets géologiques (*i.e.* glissements de terrain) a permis de progresser dans l'acquisition directe et indirecte de données géodésiques et pétro-physiques. Malgré une précision (en terme d'exactitude par rapport à une valeur de référence) et une résolution (valeur intégrant une certaine surface ou un certain volume) généralement inférieures à celles des techniques directes *in-situ* (observations de terrain, essais géotechniques, forages), elles ont l'avantage de fournir des informations distribuées spatialement et d'être adaptables à différentes échelles spatiales (de l'échelle locale de plusieurs mètres carrés à l'échelle régionale de plusieurs kilomètres carrés). Tout l'intérêt réside dans l'intégration et l'exploitation de ces données combinées aux techniques directes pour obtenir des

informations sur la géométrie, l'hydrologie et la cinématique des glissements de terrain (Figure 2.1). Ce travail de recherche à recours à deux grandes familles de techniques d'investigations fondées sur l'imagerie: les techniques aéroportées et terrestres de télédétection optique (scanner laser et photogrammétrie) et les techniques géophysiques (tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction). Les techniques d'investigations directes ont également été exploitées. Ces dernières servent principalement à valider les interprétations des données géophysiques. Les techniques de télédétection sont comparées et validées par des données classiques de positionnement et de nivellement (extensomètre, GPS différentiel).

2.1 Méthodes de télédétection optique

Les techniques de télédétection optique sont bien adaptées à la caractérisation de la cinématique des instabilités gravitaires. Elles permettent la surveillance à distance de sites potentiellement dangereux sans l'intervention d'un opérateur terrain. Ces techniques fournissent une vue 3D d'un objet géologique et peuvent être divisées en plusieurs catégories (Figure 2.2). Dans ce travail, les possibilités de deux techniques de télédétection sont exploitées : le scanner laser à temps de vol (LiDAR) et la photogrammétrie optique.

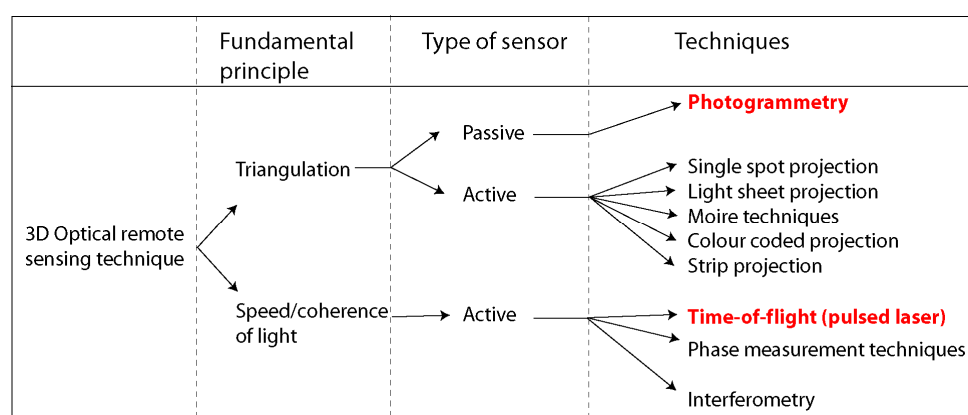


Figure 2.2 - Classification des principales techniques de télédétection optique. Les techniques utilisées dans ce travail de recherche sont indiquées en rouge (adapté de Vosselman & Maas, 2010).

2.1.1 Scanners laser à temps de vol (LiDAR)

Les scanners laser capturent et enregistrent à l'aide de capteurs actifs l'information géométrique et texturale des surfaces. Ils ont été largement exploités ces dernières années pour la caractérisation détaillée de mouvements de versant rocheux (Rosser et al., 2005 ; Abellan et al., 2006 ; Oppikofer et al., 2008 ; Abellan et al., 2009) et pour le suivi de processus géomorphologiques à cinématique lente (déplacements de quelques centimètres à quelques mètres par année) comme les glaciers (Avian et al., 2009 ; Schwalbe et al., 2008 ; Bauer et al., 2003) et les glissements de terrain (Prokop & Panholzer, 2009 ; Teza et al., 2008). Le nombre croissant d'applications sur les glissements de terrains est principalement dû à la miniaturisation et la maniabilité des lasers, à l'augmentation de la fréquence d'acquisition, de la précision et de la portée (Jaboyedoff et al., 2010). Le système peut être opérationnel à partir de plateforme fixe terrestre ("Terrestrial Laser Scanner", TLS) ou mobile comme un véhicule ("Vehicle Laser Scanner", VLS), un avion ou un hélicoptère ("Airborne Laser Scanner", ALS) (Figure 2.3). Plusieurs études sont consacrées aux procédures d'acquisitions VLS, ALS (Vosselman & Maas, 2010) et TLS pour des applications environnementales (Buckley et al., 2008; Vosselman & Maas, 2010) et pour le cas spécifique d'instabilités gravitaires (Giussani & Scaioni, 2004).

Ce chapitre présente brièvement le principe de la technique en faisant principalement référence à Lichti et al. (2002) et Vosselman & Mass (2010) pour une description plus exhaustive.

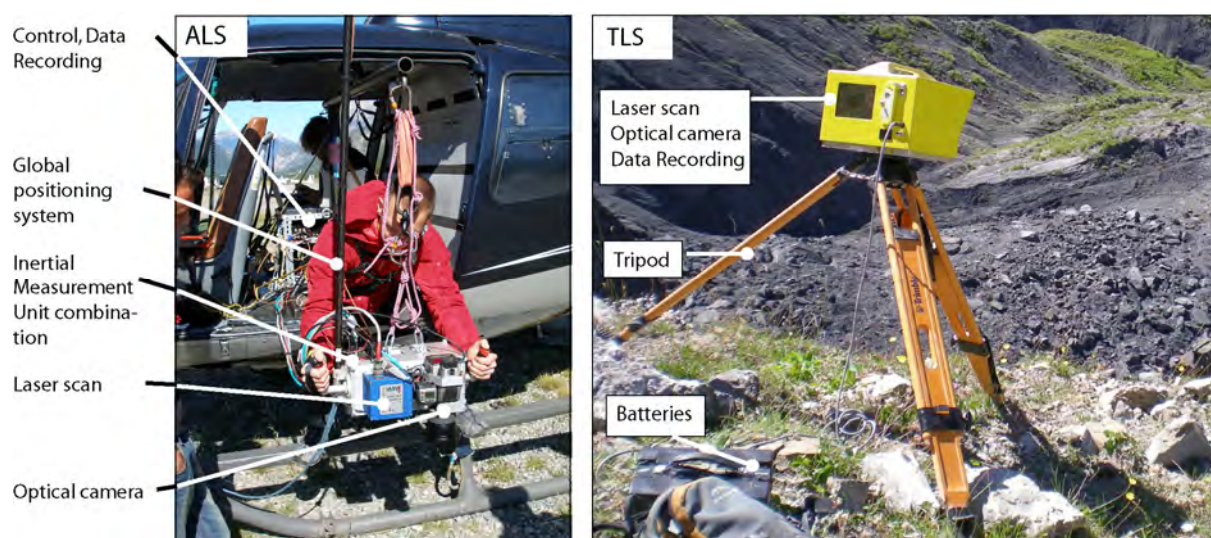


Figure 2.3 - Composants d'un système d'acquisition au scanner laser aéroporté (ALS) (scanner laser Riegl VQ480 hélicoptéré) et terrestre (TLS) (scanner laser terrestre Optech ILRIS-3D, ici sur l'escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze) utilisés dans ce travail.

- **Principe :**

Les scanners laser ou LiDAR (light detection and ranging) basés sur la technique de temps de vol sont les plus répandus dans les applications à moyennes et longues portées (supérieure à 100 m). La technique consiste à balayer une surface par des impulsions électromagnétiques de longueurs d'ondes entre 800 et 1550 nm à très hautes fréquences (entre 2 kHz pour les scanners laser terrestres et 300 kHz pour les scanners laser aéroportés) qui sont réfléchies sur une surface. La distance entre la surface et la source du laser est ensuite calculée en fonction du temps d'aller et retour de l'impulsion connaissant la vitesse de la lumière dans l'air. La séparabilité du signal retour sous forme d'échos répartis dans le temps est une des principales caractéristiques du faisceau laser réfléchi (Figure 2.4). Fréquemment, une partie du laser est réfléchi par la végétation, alors qu'une autre partie atteint le sol pour s'y réfléchir. Trois techniques se distinguent pour détecter le signal retour. La première repose sur la détection du maximum d'amplitude du signal retour, la seconde sur la détection d'un seuil minimal d'énergie du signal retour et finalement la troisième sur la détection d'une fraction constante du maximum d'amplitude (généralement 50%). Deux échos successifs peuvent être identifiés si la distance les séparant est supérieure à la moitié de la longueur de l'impulsion. Par exemple, pour une impulsion de 5 ns, deux objets peuvent être identifiés si la distance les séparant est d'au moins 0.75 m (Vosselman & Maas, 2010). La plupart des systèmes laser aéroportés sont capables de détecter 4 à 5 échos pour chaque impulsion émise, les scanners laser terrestres enregistrent généralement le premier et le dernier écho (Figure 2.5).

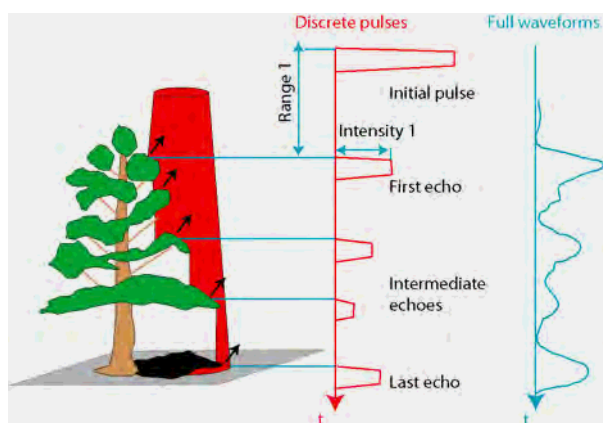


Figure 2.4 - Schéma illustrant la divergence du rayon laser et les échos multiples réfléchis sur de la végétation en signal discret et en train d'onde complet (adapté de Vosselman & Maas, 2010).

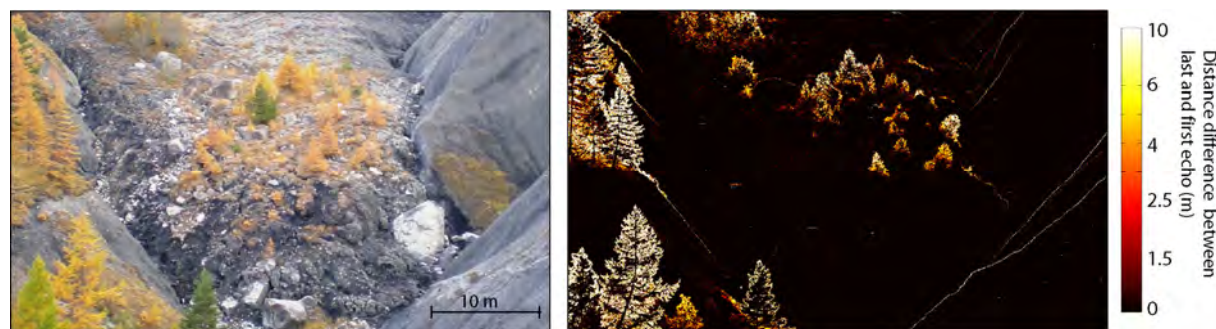


Figure 2.5 - Différences de distance entre le premier et le dernier écho enregistrés par scanner laser terrestre (ici sur le pied du glissement-coulée de Super-Sauze en octobre 2008). Les premières réflexions sur la végétation sont particulièrement bien mises en évidence.

Lorsque cette technique est opérationnelle à partir d'une plateforme mobile, le laser est couplé à un système de positionnement composé d'un récepteur GPS et d'une centrale inertielle (INS) permettant de connaître à tout instant l'orientation du laser dans l'espace (Joinville et al., 2002) (Figure 2.3 A). Comme la fréquence d'acquisition du GPS et l'INS (environ 5 Hz et 100 Hz) est habituellement inférieure à la fréquence d'acquisition du système laser (jusqu'à 300 kHz), la position des points au sol est interpolée à chaque impulsion. La fréquence d'acquisition combinée avec la vitesse de vol permet de calculer une densité de points au sol variant généralement entre 0.1 et 10 points par m^2 . La précision du levé ALS dépend principalement de la couverture satellitaire GPS, de la précision de la centrale inertielle et des qualités métrologiques du laser, les effets atmosphériques étant souvent négligés dans les levés à courtes et moyennes portées (environ 5 à 500 m). Les effets atmosphériques sont principalement dus aux variations de température, de pression et d'humidité dans le champ de vue du laser. Une différence de température de l'air de 10° peut induire une erreur de 1 mm par distance de 100 m (Vosselman & Mass, 2010). La précision globale 3D se situe généralement entre 5 et 15 cm. Les scanners laser terrestres peuvent fournir rapidement des densités de points au sol jusqu'à 200 points par m^2 . Malgré une couverture de points moins homogène que les levés ALS due aux prises de vue oblique, leur précision est meilleure (environ 1 à 3 cm).

La diffraction du faisceau est un facteur limitant la résolution spatiale de la mesure. L'intersection du faisceau avec un objet produit une empreinte lumineuse dont le diamètre dépend de la longueur d'onde du laser, de son rayon minimal, du milieu traversé, de l'angle d'incidence et des caractéristiques du matériau. Par exemple, à une distance de 1000 m, un laser d'une longueur d'onde de 532 nm produit une empreinte lumineuse au sol d'environ 30 cm de diamètre. La taille de l'empreinte lumineuse est un paramètre important dans le choix de la résolution spatiale lors de l'acquisition. Lichti & Jamtsho (2006) ont déterminé une résolution optimale d'acquisition correspondant à une distance au sol séparant deux empreintes lumineuses équivalente à 86% du diamètre de l'empreinte au sol. Toutefois, cette condition est très difficile à assurer sur le terrain à cause des irrégularités de surface. Le temps d'acquisition et la taille des fichiers de sortie sont aussi des paramètres à considérer lors de l'acquisition. La précision de la mesure se dégrade proportionnellement à la distance d'acquisition combinée à la divergence, la puissance du faisceau laser et la réflectivité du matériau (dépendant de la nature et de la qualité de surface du matériau) (Skaloud & Lichti, 2006). La réflectivité du matériau détermine non seulement la précision de la mesure, mais aussi la portée maximale du laser. Elle influence directement l'intensité du signal retour qui est une seconde information enregistrée et codée en 8 ou 16 bits par les scanners laser. Pour des surfaces sombres, une majeure partie de l'énergie est absorbée par le matériau. Le rapport signal sur bruit de l'écho est par conséquent faible. En revanche, si la réflectivité de la surface est trop importante, l'énergie réfléchie peut dépasser la capacité maximale de détection du capteur (saturation). Il se produit une trainée de points devant ou derrière la surface de l'objet scanné, la taille de l'objet peut apparaître également plus importante ("*blooming effet*").

- **Traitement des données :**

Le traitement des données ALS consiste à calculer la position de chaque point dans un système de coordonnées local à partir des données GPS de la station de base, du système de navigation (GPS embarqué, INS) et des données du scanner (amplitude, paramètre du scanner, nombre d'échos) (Figure 2.6). Les positions sont ensuite contrôlées grâce à des points de contrôle disposés au sol avant l'acquisition, les lignes de vol sont aussi ajustées de façon à avoir une superposition optimale entre les bandes d'acquisition. Les points sont ensuite classés et filtrés de façon à distinguer les points réfléchis au sol, les points réfléchis sur de la végétation et les artefacts. Il en résulte un produit quantitatif 3D à très haute résolution appelé "nuage de points".

Le traitement des données TLS est légèrement différent du traitement des données ALS. La végétation est généralement filtrée des nuages de points avant la procédure d'alignement des acquisitions dans un système de coordonnées commun (Figure 2.6). Les nuages de points assemblés sont ensuite géoréférencés à l'aide de points de contrôle au sol ou à l'aide de nuages de points déjà géoréférencés. Cette tâche est très spécifique au site d'étude et au problème donné. Une méthode adaptée aux objectifs de ce travail de recherche (analyses cinématiques et morpho-structurales) a été développée pour le traitement des données TLS et sera présentée plus en détail au chapitre § 5.2.1.

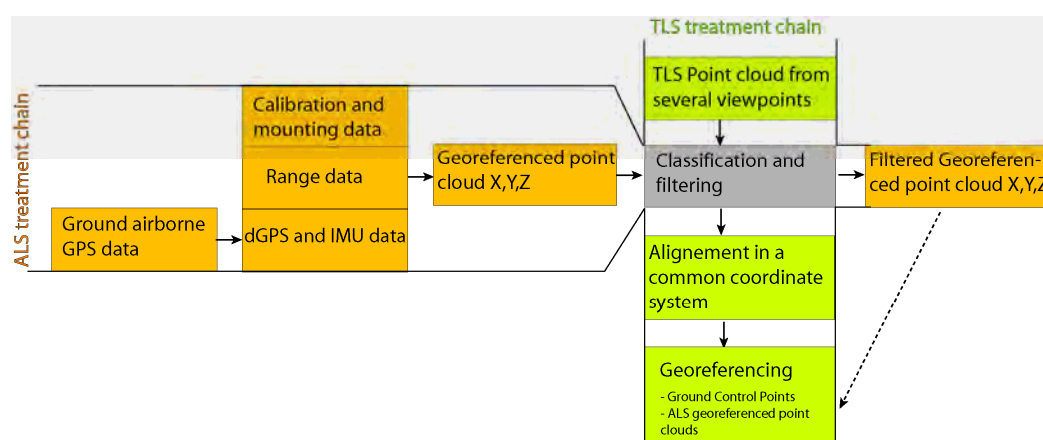


Figure 2.6 - Chaîne de traitement classique des données ALS et TLS (adapté de Vosselman & Maas, 2010 ; Oppikofer, 2009).

2.1.2 Photogrammétrie optique

La photogrammétrie est une technique largement utilisée pour la cartographie et la production de Modèles Numériques de Terrain (MNT) permettant l'établissement de bilans sédimentaires (Bitelli et al., 2004 ; Pesci et al., 2004 ; Cardenal et al., 2008). Pour la caractérisation de la cinématique de processus naturels, la majorité des analyses est réalisée à partir de photographies aériennes (e.g. IGN) et satellitaires (e.g. SPOT, Quickbird, OrbView, EROS) (Casson et al., 2003 ; Delacourt et al., 2004 ; LePrince et al., 2008 ; Debella-Gilo & Käb, 2010), l'utilisation de la photogrammétrie terrestre pour ce type d'application restant marginale (Fallourd et al., 2010 ; Maas et al., 2008). Cette section présente brièvement les principes de la photogrammétrie. Une description plus exhaustive est présentée par Kraus & Waldhäusel (1994).

- **Principe :**

La photogrammétrie est une technique dite à capteur passif regroupant l'ensemble des mesures réalisées à partir d'images optiques. Elle permet de reconstituer la forme, les dimensions et la position d'un objet (Jensen, 2000). Le principe de la photogrammétrie classique consiste à acquérir un ou plusieurs couples photographiques d'une même scène sous des angles distincts (stéréoscopie) recouvrant un objet. En fonction des prises de vues, l'objet prend un aspect différent en grandeur et en direction sur chaque image. Le lien entre la géométrie de l'objet dans l'image et sa vraie géométrie 3D est effectué par traitement photogrammétrique.

Comme pour la technique LiDAR, le système de photogrammétrie peut être embarqué à bord de plateformes aérienne ou terrestre. Dans le cas de prise de vues aériennes, le système d'acquisition est couplé à un GPS différentiel et à une centrale inertielle. Pour les photographies terrestres, la prise de vue oblique influe sur la

résolution au sol du capteur. La résolution varie dans l'image et les détails seront moins résolus à l'arrière plan qu'à l'avant plan. Cette situation est donc radicalement différente des images aérienne où la résolution est pratiquement uniforme dans l'image. Par conséquent, l'imprécision dans le calcul de la profondeur est principalement verticale alors qu'en photogrammétrie terrestre, elle est à la fois altimétrique et planimétrique.

- **Traitement des données :**

Le traitement des données a pour objectif d'orthorectifier les images et de dériver des Modèles Numériques de Terrain (MNT) à l'aide de couples stéréoscopiques d'images. Deux méthodes principales d'orthorectification existent (Toutin, 2004) : la méthode non paramétrique et la méthode paramétrique.

La méthode non paramétrique nécessite uniquement des points d'appui au sol identifiables dans les images et dont les coordonnées XY dans le système de coordonnées locales sont connues. Les distorsions dues aux imperfections de la lentille sont généralement corrigées avant la procédure d'orthorectification à l'aide d'une fonction polynomiale du troisième degré (Niethammer et al., 2009). L'orthorectification des images s'effectue ensuite par rééchantillonnage et interpolation des images à l'aide de différentes fonctions (fonctions polynomiales, transformations projectives planaires, triangulation) en minimisant les écarts entre les coordonnées XY des points d'appuis mesurés et leurs coordonnées recalculées. Cette méthode a l'avantage de s'affranchir des paramètres d'orientation interne et externe de l'appareil photographique. Elle n'est cependant pas adaptée aux images affectées par d'importants effets de distorsions (*e.g.* topographie, vues obliques) (Niethammer et al., 2011).

La méthode paramétrique, plus précise, se base sur un modèle de projection de faisceaux lumineux dans le plan image dépendant des paramètres d'orientation interne et externe de l'appareil photographique. L'étape principale consiste à estimer les paramètres de calage de l'appareil photographique (orientation interne et externe) en minimisant une fonction de coût caractérisant les erreurs entre des points d'appuis localisés à la fois dans les images et dans le système de coordonnées locales (XYZ). Le modèle de projection est basé sur les équations de colinéarité (Kraus & Waldhäusel, 1994). Ces équations sont fondées sur le principe que chaque point est projeté suivant une trajectoire rectiligne passant par le centre de projection (position de l'appareil photographique). Elles seront développées en détail dans le chapitre § 5.2.2. Le fait de disposer d'un ou de plusieurs couples stéréoscopiques permet à partir des faisceaux (droites passant par un point image et le sommet de prise de vue) d'accéder à la troisième dimension si le nombre de points homologues dans un couple d'images est suffisant (Figure 2.7). L'automatisation de ces traitements (*i.e.* recherche de points homologues à l'aide d'une fonction de corrélation croisée normalisée) permet l'élaboration de MNT par stéréorestitution (Casson et al., 2005). Les images sont ensuite rééchantillonnées et interpolées dans la géométrie du MNT. Toutefois, il n'est pas possible de déterminer la position d'un point dans l'espace à partir d'une seule prise de vue sans information spatiale 3D complémentaire (Figure 2.7). Ce type de configuration d'acquisition est spécifique au site d'étude de ce travail (glissement-coulée de Super-Sauze). C'est pourquoi une méthode adaptée à l'objectif de ce travail de recherche (analyse cinématique) a été développée. Elle sera présentée en détail au chapitre § 5.2.2.

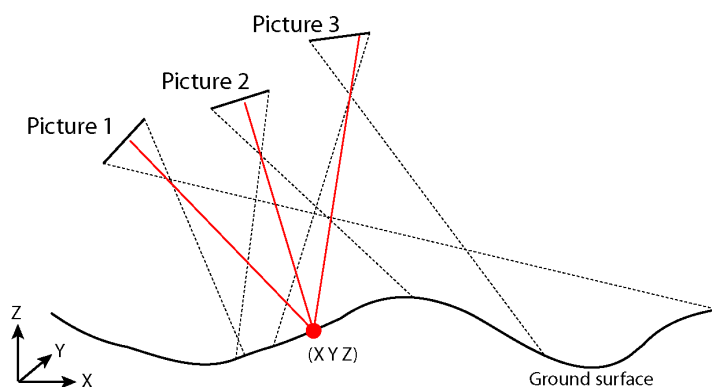


Figure 2.7 – Intersection de trois rayons permettant de déterminer la position 3D d'un point dans l'espace.

La fonction de corrélation croisée normalisée peut être non seulement utilisée pour la recherche automatique des points homologues dans un couple d'images stéréoscopiques mais aussi pour déterminer les déplacements entre deux images prises à des temps différents (Casson et al., 2005). La fonction de corrélation retourne le coefficient de corrélation R entre une fenêtre d_1 appartenant à une image de référence et une fenêtre d_2 de même dimension N_u et N_v parcourant une seconde image (Figure 2.8). La position où, dans la seconde image, le coefficient de corrélation est maximal a la plus forte probabilité de correspondre à la position du point homologue recherché. A deux dimensions, l'indice de corrélation croisée discrète et normalisée est calculé à l'aide de l'équation suivante (Hild et al., 1999) :

$$R_{d_1, d_2}(\Delta u, \Delta v) = \frac{\sum_{u=0}^{N_u-1} \sum_{v=0}^{N_v-1} (d_1(u, v) - \bar{d}_1)(d_2(u + \Delta u, v + \Delta v) - \bar{d}_2)}{\sqrt{\sum_{u=0}^{N_u-1} \sum_{v=0}^{N_v-1} (d_1(u, v) - \bar{d}_1)^2} \sqrt{\sum_{u=0}^{N_u-1} \sum_{v=0}^{N_v-1} (d_2(u + \Delta u, v + \Delta v) - \bar{d}_2)^2}}$$

$(\Delta u, \Delta v)$ sont les décalages (*i.e.* déplacements) recherchés de deux points homologues dans les fenêtres d_1 et d_2 de dimensions N_u et N_v selon axes u et v . \bar{d}_1 et \bar{d}_2 correspondent à la moyenne spatiale de d_1 et d_2 respectivement (Figure 2.8).

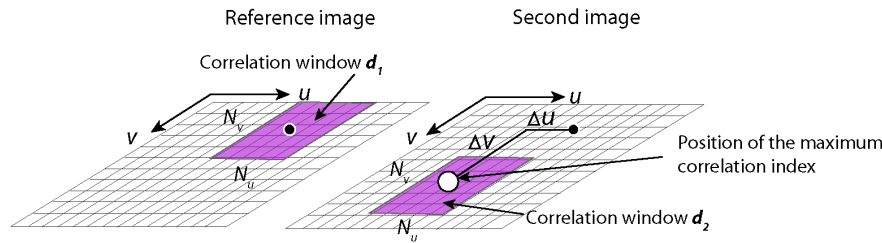


Figure 2.8 – Principe de la corrélation d'images.

2.2 Méthodes géophysiques de proche surface

Un état de l'art récent des méthodes géophysiques appliquées à l'analyse des glissements de terrain a été établi par Jongmans & Garambois (2007). Dans ce travail, les possibilités de deux méthodes géophysiques sont exploitées: les tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction.

2.2.1 Tomographie de résistivité électrique

Du fait de sa grande sensibilité aux structures géoélectriques de subsurface, la tomographie de résistivité électrique est une technique particulièrement efficace pour estimer l'allure générale de la topographie du substratum stable si un contraste de résistivité existe (Jongmans & Garambois, 2007 ; Marescot et al., 2008). Cette technique est aussi utilisée pour étudier la distribution spatiale d'infiltration et d'écoulement d'eau dans les milieux poreux (Daily et al., 1992 ; Binley et al., 1996 ; French & Binley, 2004). Les principes de la technique sont brièvement présentés ci-après. Pour une description plus exhaustive, le lecteur peut se référer à Zhdanov & Keller (1994).

- **Principe :**

Lorsque le milieu est hétérogène ou anisotrope, la présence d'anomalies affecte la distribution des lignes de courant et d'équipotentiels dans le sous-sol. Ces anomalies sont dues à des variations de plusieurs paramètres influençant la réponse électrique dont les principaux sont la conduction ohmique du sol, la température du sol, la teneur en eau du sol, la composition ionique et électrolytique de l'eau remplissant les pores, l'organisation des phases liquides, gazeuses et solides et la conductivité surfacique (teneur en minéraux argileux, en oxydes métalliques et en matière organique). La Table 2.1 présente des valeurs de résistivités de

formations géologiques les plus courantes. Dans la zone non saturée, la variations des teneurs en eau est généralement le facteur influençant le plus les propriétés électriques du sol (Daily et al., 1992). Les matériaux des glissements argileux sont généralement caractérisés par des résistivités électriques entre 10 et 30 $\Omega.m$. Les résistivités électriques du substratum argileux, plus compact, sont généralement supérieures à 70 $\Omega.m$ (Caris & van Asch, 1991 ; Schmutz et al., 2000 ; Méric et al., 2007). La concentration importante en minéraux argileux et/ou en eau due au fort taux de dislocation de la masse en mouvement favorisant les processus d'altération et l'augmentation de la porosité en sont les causes principales (Jongmans & Garambois, 2007).

Table 2.1 – Valeurs de résistivités électriques pour des formations géologiques courantes (Bell, 2009). La gamme de valeurs de résistivités observées dans les marnes noires intacts et remaniées est indiquée en caractères gras.

Rock type	Resistivity ($\Omega.m$)
Topsoil	5-50
Peat and clay	8-50
Clay, sand and gravel mixtures	40-250
Saturated sand and gravel	40-100
Moist to dry sand and gravel	100-3000
Mudstones, marls and shales	8-100
Sandstones and limestones	100-1000
Crystalline rocks	200-10000

La tomographie de résistivité électrique consiste à acquérir une réalisation successive de sondages électriques verticaux et de traînées électriques latérales mettant en œuvre plusieurs combinaisons de quadripôles électriques. Un quadripôle est constitué de deux électrodes d'injection A et B en acier inoxydable de courant et de deux électrodes de mesure de différence de potentiel M et N (Figure 2.9). Les quadripôles diffèrent par la configuration des électrodes et l'espacement inter-électrode na (avec n et $a \in \mathbb{N}^*$) (Telford et al., 1990). L'espacement entre les électrodes permet de définir un coefficient géométrique k permettant de passer d'une valeur de résistance à une valeur de résistivité par la relation d'Ohm (Telford et al., 1990). Au final, une pseudo-section de résistivité électrique est obtenue. Comme les résistivités sont mesurées en surface, elles dépendent du volume traversé par les lignes de courant. Il s'agit donc de valeurs de résistivités "moyennes" du milieu appelées résistivités apparentes. Ces valeurs résultent de la réponse électrique globale de l'ensemble des résistivités vraies de chaque élément de sol.

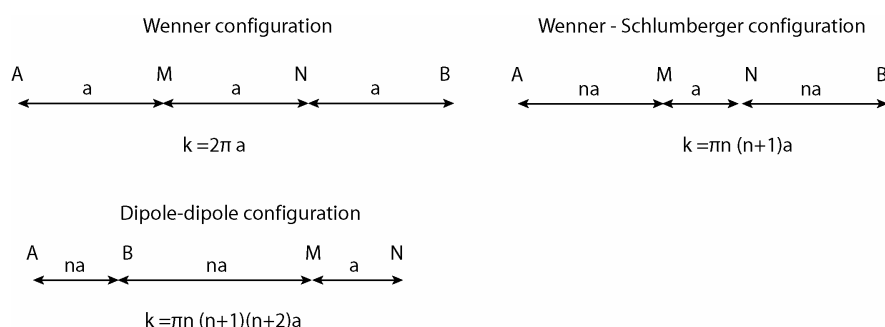


Figure 2.9 – Dispositifs d'acquisition de tomographie de résistivité électrique en quadripôles. k est la facteur géométrique (adapté de Marescot, 2008).

En fonction de la résolution attendue, le rapport signal sur bruit et les objectifs de l'étude, plusieurs dispositifs sont possibles. Les plus utilisés dans les investigations de glissements de terrain sont les dispositifs Wenner, Dipôle-Dipôle et Wenner-Schlumberger (Figure 2.9). Le dispositif Wenner est plus sensible aux variations verticales de résistivités qu'aux variations horizontales avec en général un très bon rapport signal sur bruit. Cependant, il est caractérisé par une faible profondeur d'investigation et une faible résolution. Le dispositif Dipôle-Dipôle est idéal pour détecter des structures verticales avec une plus haute résolution que le dispositif Wenner. Cependant, comme les électrodes de mesure de potentiel sont situées en dehors des électrodes de

courant, la force du signal est faible. Ce dispositif nécessite donc un milieu caractérisé par un bruit de fond faible, d'un résistivimètre sensible et d'un bon couplage électrode-sol. Le dispositif Wenner-Schlumberger est dans une moindre mesure sensible aux variations verticales et horizontales. C'est donc un bon compromis entre le dispositif Wenner et Dipôle-Dipôle (Marescot, 2008).

- **Traitement des données :**

La détermination des résistivités vraies nécessite de résoudre le problème inverse. La théorie de l'inversion est présentée par Tarantola (1987), Oldenburg (1994) et Parker (1994). L'inversion des données vise à retrouver à partir d'un modèle de départ l'ensemble des résistivités de chaque élément de sol qui correspondent à la réponse électrique mesurée en surface. Du fait de la non-linéarité du problème électrique, le problème d'inversion est réalisé par itérations successives en modifiant un modèle initial de sorte que l'écart entre les valeurs de résistivités apparentes calculées et celles mesurées devienne minimale. La méthode des moindres carrés, de Levenberg-Marquardt ou de Gauss-Newton permettent d'estimer les corrections à apporter au modèle initial. Ces techniques sont généralement complétées par des méthodes de régularisation pour stabiliser le processus d'inversion en s'appuyant sur la matrice des dérivées partielles (Jacobien) de l'opérateur reliant les paramètres du modèle aux données (Parker, 1994). Les coefficients du Jacobien indiquent la sensibilité de la mesure à un endroit spécifique à une variation d'un paramètre. Finalement, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sert à quantifier l'écart entre le modèle et les données mesurées. La méthode d'inversion par Loke et Barker (1996) reposant sur la méthode des moindres carrés avec la contrainte de lissage de De Groot-Hedlin & Constable (1990) est sans doute la plus utilisée du fait de sa rapidité de mise en œuvre avec le logiciel *Res2Dinv* (Loke, 2006). Le problème direct y est résolu par la méthode des éléments finis, la position des nœuds étant ajustée pour prendre en compte l'effet de la topographie (Loke, 2000). De manière générale, plusieurs solutions équivalentes existent pour un même jeu de données d'entrée. Le problème de non unicité devient particulièrement important en profondeur car le modèle est moins bien contraint par les données. Les modèles obtenus doivent donc être validés ou contraints par d'autres sources d'informations en profondeur (e.g. données géotechniques) (Lelièvre et al., 2008).

2.2.2 Tomographie de sismique réfraction

La tomographie de sismique réfraction est particulièrement efficace pour détecter les variations latérales de vitesses au sein du glissement. L'utilisation des vitesses des ondes de pression P et de cisaillement S pour la caractérisation géométrique et mécanique de glissements de terrain argileux a été démontrée par Stokoe et al., 2004 ; Grandjean et al., 2006 ; Grandjean et al., 2007 ; Méric et al., 2007 et Jongmans et al., 2009. Cette partie présente de manière succincte les principes fondamentaux de la technique. Pour une exposition plus exhaustive, le lecteur peut se référer à Mari et al. (1998).

- **Principe :**

En sismique réfraction terrestre, l'onde sismique est provoquée par une source artificielle comme un marteau ou une charge explosive. Des géophones généralement disposés le long d'un profil rectiligne enregistrent le passage de l'onde dont le temps de trajet varie en fonction des propriétés élastiques du milieu. Les principaux paramètres influençant les vitesses de propagation sont le module de Young, le coefficient de Poisson et le module de cisaillement (Mari et al., 1998). Dans un milieu limité par une surface libre (surface du sol), les déformations élastiques provoquées par la source se propagent sous la forme de différents types d'ondes. On distingue les ondes de compression P (sens de vibration parallèle à l'axe de propagation), les ondes de cisaillement S (sens de vibration perpendiculaire à la direction de propagation) et les ondes de surfaces (mouvement de particules elliptiques rétrogrades (onde de Rayleigh) ou polarisées perpendiculairement à la direction de propagation (ondes de Love). Les ondes P et S sont des ondes de volumes qui affectent le milieu en profondeur alors que les ondes de surface, comme leur nom l'indique, se propagent à la surface et sont rapidement atténuées avec la profondeur. La Table 2.2 présente des ordres de grandeur de vitesses d'onde P pour des formations géologiques courantes. Lorsque le milieu est hétérogène ou anisotrope, la présence d'anomalies affecte la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol. De manière générale, une dégradation des propriétés mécaniques du milieu (endommagement du matériau) provoque une baisse des

vitesse sismiques (*e.g.* une diminution des vitesses d'ondes S est fortement liée à une diminution de la résistance au cisaillement de la masse du glissement), permettant ainsi de localiser la limite entre la masse en mouvement et le substratum stable (Jongmans & Garambois, 2007).

L'onde sismique se propage à travers le milieu et est réfractée aux interfaces présentant un contraste de vitesse. La détermination des vitesses des ondes P en sismique réfraction se base sur la mesure des temps des premières arrivées (ondes directes et ondes réfractées). Connaissant la distance qui sépare le point des sources et des géophones, des diagrammes temps-distance appelés dromochroniques sont établis à la position de chaque géophone. Les dromochroniques sont la conséquence directe de la distribution des vitesses en profondeur. La base de la tomographie des vitesses V_p repose sur la détermination d'un modèle de vitesse correspondant aux dromochroniques mesurées (Tarantola, 1987).

Les vitesses des ondes S peuvent être estimées en exploitant la nature dispersive des ondes de surface (Spectral Analysis of Surface Wave) enregistrées avec le même dispositif utilisé en sismique réfraction. Si les caractéristiques mécaniques des sols varient, les ondes de surface de longueurs d'ondes différentes se propagent à des vitesses variables. La variation de la vitesse en fonction de la longueur d'onde est appelée dispersion. Les grandes longueurs d'ondes affectent les terrains en profondeur et inversement. La nature dispersive des ondes de surfaces dépend des caractéristiques élastiques des terrains en profondeur. Les ondes S sont approximativement 1.7 fois moins rapide que les ondes P pour un coefficient de Poisson de 0.25.

Table 2.2 – Valeurs de vitesses des ondes P pour des formations géologiques courantes (Bell, 2009). La gamme de valeurs de vitesses sismiques observées dans les marnes noires intactes et remaniées est indiquée en caractères gras.

Rock type	V_p (km.s ⁻¹)	Rock type	V_p (km.s ⁻¹)
<i>Igneous rocks</i>		<i>Sedimentary rocks</i>	
Basalt	5.2-6.4	Gypsum	2.0-3.5
Dolerite	5.8-6.6	Limestone	2.8-7.0
Gabbro	6.5-6.7	Sandstone	1.4-4.4
Granite	5.5-6.1	Shale	2.1-4.4
<i>Metamorphic rocks</i>		<i>Unconsolidated deposits</i>	
Gneiss	3.7-7.0	Alluvium	0.3-0.6
Marbles	3.7-6.9	Sands and gravels	0.3-1.8
Quartzite	5.6-6.1	Clay (wet)	1.5-2.0
Schist	3.5-5.7	Clay (sandy)	2.0-2.4

• Traitement des données :

Comme pour les tomographies de résistivité électrique, la détermination des vitesses en profondeur nécessite de résoudre le problème inverse. Du fait de la non-linéarité du problème de la propagation des ondes, le problème d'inversion est réalisé par itérations successives visant à minimiser l'écart entre les dromochroniques dérivées d'un modèle de vitesses calculées et les dromochroniques pointées sur les sismogrammes. La procédure de minimisation est généralement basée sur la méthode de Gauss-Newton (Spakman & Nolet, 1988). Par inversion, il est également possible d'obtenir le profil vertical de vitesses des ondes S qui correspond à la dispersion observée sous chaque géophone (Socco & Jongmans, 2004).

2.3 Conclusion du Chapitre 2

Cette partie a présenté quatre techniques d'imageries multi-paramètres et multi-résolutions utilisées dans ce travail de recherche, à savoir les techniques géophysiques (tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction) et les techniques de télédétection optique (scanner laser et photogrammétrie optique).

Les techniques de télédétections optiques sont efficaces pour déterminer la cinématique des glissements de terrain. Elles permettent également d'analyser la morpho-structure de surface résultant, entre autre de la structure interne des glissements de terrain et de la géométrie du substratum. En effet, la compréhension des mécanismes des glissements de terrain passe en premier lieu par la caractérisation de la structure interne à laquelle les méthodes géophysiques sont bien adaptées. Non intrusives, elles offrent une vue spatialisée en profondeur de la distribution d'un paramètre pétro-physique (vitesses sismiques et résistivité électrique). Toutefois, l'interprétation des résultats repose sur des modèles d'inversion qu'il est nécessaire de valider au moyen de techniques d'investigations directes *in-situ*. Ce travail de recherche s'est particulièrement consacré au croisement de différentes données afin de démontrer les possibilités et les limitations de ces techniques pour l'investigation de glissement de terrain. La confrontation de données multi-sources et leur mise en cohérence nécessitent le développement de méthodologies adaptées afin de proposer des modèles géométriques réalistes qui seront utilisés comme données d'entrée dans les modélisations hydro-mécanique (§ 6.2). Ce dernier point fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 3 : Caractérisation géométrique des glissements-coulées

Objectif de la partie : Il s'agit de construire des modèles géométriques 3D pour caractériser la structure des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette et déterminer les volumes de matériau mobilisés et les mécanismes de rupture. Le modèle du Super-Sauze servira de donnée d'entrée à la modélisation hydro-mécanique (§ 6.2).

Approche utilisée : Des méthodologies ont été développées pour chaque site d'étude afin d'intégrer de manière cohérente les différentes sources de données. Plusieurs campagnes d'investigations géophysiques et géotechniques ont été réalisées en 2008 sur le site de Super-Sauze et en 2008, 2009 et 2010 sur le site du glissement de La Valette pour compléter la base de données (Table 1.1).

3.1 Etat de l'art : connaissances de la géométrie des glissements de terrain

L'identification des caractéristiques géométriques est la première étape visant à déterminer les volumes potentiellement mobilisables et déplacés, et à comprendre la cinématique de rupture et l'évolution temporelle et spatiale des glissements de terrain (Bonnard et al., 2003 ; van Asch et al., 2007 a).

Pour déterminer les caractéristiques géométriques d'un glissement, les techniques directes de sondage *in-situ* (fouilles, pénétromètres, forages) sont les méthodes d'investigation les plus fiables et précises comme l'illustrent les investigations réalisées sur les glissements de Downie Slide en Colombie Britannique (Kalenchuk et al., 2009) et de La Frasse en Suisse (Tacher et al., 2005). Toutefois les techniques d'investigation directes ne se situent généralement pas au début de la chaîne de reconnaissance à cause de leur coût relativement élevé, du type d'information ponctuelle et de leur faible transportabilité. Des investigations de surface préliminaires sont nécessaires pour optimiser la planification des campagnes de sondages (Cornforth, 2005 ; Parriaux, 2006).

Les données géologiques et géomorphologiques de surface acquises par cartographies de terrain ou dérivées de données de télédétection optique (LiDAR, photogrammétrie) permettent de concevoir des ébauches de modèles conceptuels et de guider la nature des investigations directes *in-situ* ainsi que l'instrumentation à mettre en œuvre (Turner & Schuster, 1996 ; Fookes, 1997). Dans des cas de géométries simples, les informations de surface (*e.g.* mesures de déplacements) permettent d'estimer la topographie de la surface de glissement, en plus de déterminer son extension spatiale (Hutchinson, 1983 ; Casson et al., 2005).

En complément des investigations de surface, les méthodes de reconnaissances indirectes de subsurface font parties des premières méthodes mises en œuvre dans les campagnes d'investigations. Bien que le recours à ces techniques ne soit pas systématique, leur capacité s'est significativement développée durant ces deux

dernières décennies. Leur application est généralement double. Elles servent à la fois à planifier les investigations de sondages directes *in-situ* et à spatialiser les informations ponctuelles issues de ces sondages. Un récent état de l'art dressé par Jongmans & Garambois (2007) montre que les méthodes de tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction demeurent les plus utilisées pour la reconnaissance de la géométrie interne si les contrastes physiques sont suffisants. Quelques exemples récents sont cités ci-après. Bichler et al. (2004) ont investigué le glissement de Quesnel Forks par une approche géophysique multidisciplinaires incorporant des méthodes de tomographie de sismique réfraction et de résistivité électrique. Un modèle géométrique a pu ensuite être proposé illustrant une succession stratigraphique de formations à granulométrie variable du gravier au silt, le tout entrecoupé de failles normales listriques. Lebourg et al. (2005) ont pu estimer la géométrie de la surface de glissement d'une portion de 70 x 90 m du glissement de la Clapière en France à l'aide d'investigations de tomographie de résistivité électrique 3D. La même technique a été utilisée par Chambers et al. (2011) pour caractériser la structure 3D du substratum stable d'un glissement d'une dizaine de mètres de profondeur développé dans des calcaires micritiques et gréseux altérés en argiles. Les isovalues de résistivités ont pu être calées sur des données litho-stratigraphiques issues de sondages. D'autres études comme celles de Grandjean et al. (2007) et Jongmans et al. (2009) permettent de dériver des propriétés rhéologiques et géotechniques. Ces études démontrent tout d'abord les capacités des techniques géophysiques validées par les observations directes.

De manière générale, les études visant à définir la géométrie interne des glissements de terrain insistent sur l'intégration combinée de données issues de différentes sources pour contraindre les interprétations. Toutefois, très rares sont celles qui discutent de méthodologies permettant de gérer l'intégration des données et les problèmes inhérents à cette intégration. Une des principales difficultés dans l'élaboration de modèles géométriques réside précisément dans la gestion de données de résolution spatiale et de précision très variables (Kaufmann & Martin, 2008). Ces problèmes sont relativement bien exposés dans la modélisation géologique de réservoirs (eau, gaz, pétrole) (Kaufmann & Martin, 2008 ; Wycisk et al., 2009 ; Gallerini & Donatis, 2009). De nombreux enseignements peuvent être tirés de ces applications et adaptés aux cas spécifiques des glissements de terrain. Les problèmes majeurs rencontrés sont liés au géoréférencement et la mise en cohérence des différentes interprétations avant et pendant leur intégration dans un géomodelleur.

Le choix de la stratégie de modélisation géométrique est crucial car les glissements de terrains sont des objets géologiques fondamentalement tridimensionnels dans l'espace dont les représentations conventionnelles bidimensionnelles (coupes géologiques et cartes) peuvent rapidement s'avérer limitées en fonction de leur application. Le choix de la stratégie dépend principalement de trois facteurs que sont l'échelle de la zone d'étude, la complexité de la géométrie et l'application finale du modèle géométrique (Caumon, 2009). Par exemple, la modélisation d'objets géologiques complexes comportant des failles inverses et des plis déversés nécessite l'utilisation de géomodelleurs 3D avancés comme *EarthVision* (<http://www.dgi.com/earthvision/evmain.html>) ou *GOCAD* (<http://www.gocad.org>) permettant, à l'aide d'un algorithme d'interpolation d'objets discrets, d'interpoler à la fois les propriétés physiques et la position 3D (x, y, z) à chaque nœud d'un objet géologique dans l'espace (Mallet, 1997). On citera, en exemple, le modèle géométrique du glissement profond du massif de Corno Zuccone caractérisé par une tectonique complexe affectant la couverture sédimentaire des Alpes du Sud (Lombardie, Italie du Nord) (Crosta et al., 1999 ; Zanchi et al., 2009) (Figure 3.1).

Toutefois, dans la majorité des glissements développés dans des sols, l'approche classique géostatistique 2.5 D où les altitudes z de la base et du toit de chaque formation géologique sont considérées comme un attribut dépendant d'une position unique (x, y) dans l'espace est souvent jugée suffisante et, de surcroît, plus simple. Cette approche est particulièrement bien adaptée à la modélisation géométrique de glissements de terrain dont la stratification et la surface de glissement sont quasi continues dans l'espace. Le cas d'étude présenté par Kalenchuk et al. (2009) est un bon exemple de modélisation géométrique de surface de glissement (Downie Slide, Colombie Britannique) en spatialisant l'information issue de forages et en comparant la performance de différents algorithmes d'interpolation. Quand les informations de subsurface font défaut, les géomodelleurs 3D avancés et les outils géostatistiques peuvent s'avérer inadaptés. Toutefois, la géométrie de la surface de glissement peut être estimée par des méthodes simples comme celle du niveau d'érosion de base local dont la version numérique développée par Jaboyedoff et al. (2004) permet de définir une surface de glissement sur la base de critères géomorphologiques. Cette méthode est applicable lorsque la surface de glissement est contrôlée par la géométrie de la topographie et lorsque la masse est déstabilisée par une perte de butée en aval. Cette approche s'est avérée efficace pour caractériser la géométrie du substratum et pour définir les

volumes mobilisables pour des glissement rocheux comme le cas de la Turtle Mountain dans l'Alberta, Canada (Jaboyedoff et al., 2009) et pour des glissements rotationnels affectant des formations évaporitiques du Keuper de la région d'Ollon, Suisse (Travelletti et al., 2010).

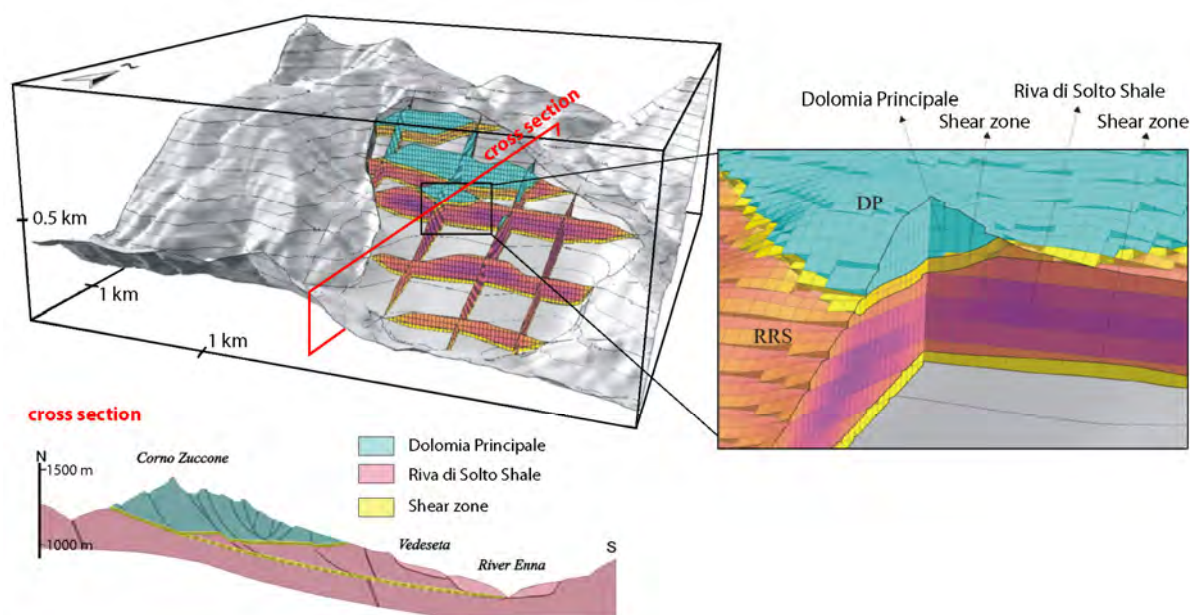


Figure 3.1 - Modèle géométrique du glissement profond du massif de Corno Zuccone construit avec le géomodelleur GOCAD (adapté de Zanchi et al., 2009).

La connaissance a priori de la structure interne des glissements de terrain constitue donc la base pour toute modélisation géométrique. Nous présentons, ci-après, l'ensemble des connaissances sur la structure interne des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette qui vont être par la suite réinterprétées et complétées pour les objectifs définis initialement. L'historique de développement des glissements-coulées et leur contexte géologique et géomorphologique sont détaillés au chapitre § 1.3 et ne sont pas représentés ici.

3.1.1 Connaissances antécédentes de la géométrie de Super Sauze

Le glissement-coulée de Super-Sauze est composé de trois secteurs que sont, la zone d'ablation où la rupture initiale du massif de Terres Noires a eu lieu, la zone de transit et la zone d'accumulation représentant l'extrémité aval de la langue de la coulée (Figure 3.2). La géométrie du glissement de Super-Sauze est investiguée depuis 1996. L'accessibilité restreinte du site est le facteur principal influençant le choix de techniques d'investigations légères et transportables (pénétrömètre dynamique et vibro-percuteur à gouge) en complément des reconnaissances géomorphologiques de surface. La Figure 3.2 présente l'ensemble des investigations acquises sur la coulée de 1996 à 2008. La majorité des campagnes de sondages géotechniques a été effectuée entre 1996 et 2003 généralement le long de profils transversaux dans les secteurs où les variations géomorphologiques les plus importantes sont attendues. Au total, six forages destructifs et carottés de 20 m de profondeur, 300 essais standards au pénétrömètre dynamique et 60 sondages entre 3 et 4 m de profondeur au vibro-percuteur ont été réalisés (Genet & Malet, 1997; Flageollet et al. 2000 ; Malet, 2003). L'information stratigraphique et structurale ponctuelle a été complétée par des investigations géophysiques (électromagnétique, électrique et sismique réfraction) (Schmutz et al. 2001 ; Schmutz et al., 2009). Une présentation détaillée des investigations réalisées de 1996 à 2003 est disponible dans Flageollet et al. (2000) et Malet (2003). Des couples stéréoscopiques d'images optiques aériennes ont permis d'obtenir des modèles numériques de terrain basse résolution de la topographie pré-rupture et de suivre l'évolution spatio-temporelle du glissement entre 1956 et 1995 (Weber & Hermann, 2001). A partir des années 2000, la géométrie du glissement a été principalement investiguée par les techniques géophysiques (tomographies de sismique réfraction et de résistivité électrique ; Grandjean et al., 2006 ; Grandjean et al., 2007 ; Méric et al.,

2007). A partir des informations acquises entre 1996 et 2003, les premières interprétations de la géométrie du glissement ont été proposées par Flageollet et al. (2000) et Malet (2003). Nous en décrivons ci-après les principales caractéristiques.

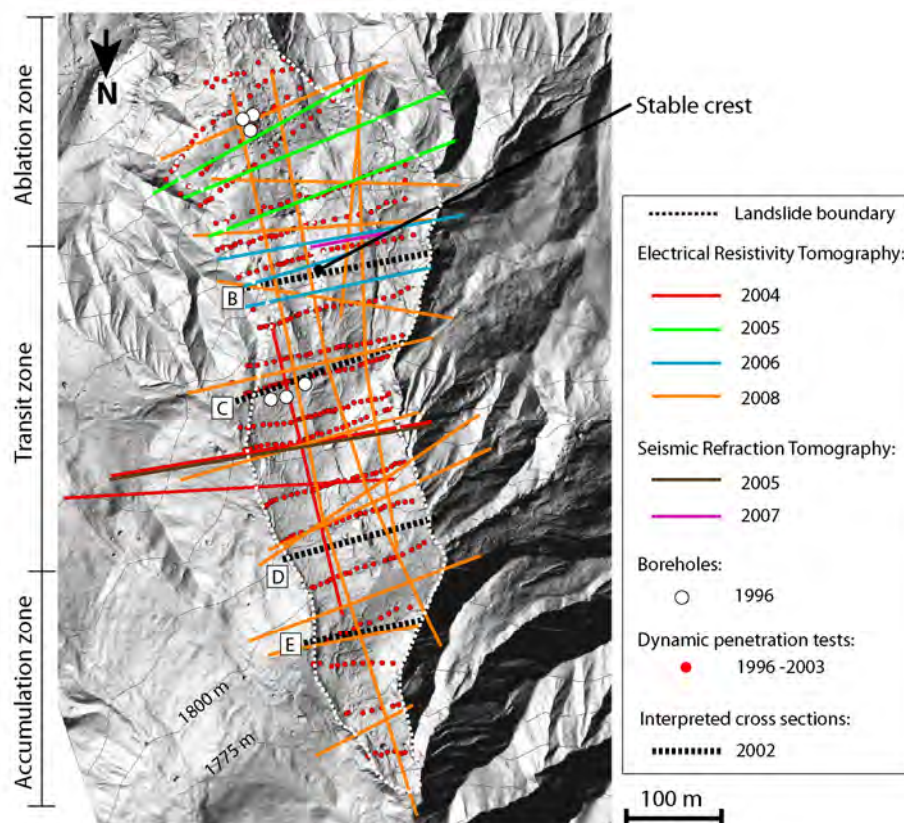


Figure 3.2 - Carte de l'ensemble des investigations géotechniques et géophysiques effectuées sur le glissement-coulée de Super-Sauze représentée sur le relief ombré du MNT LiDAR de 2009. Les profils interprétés font références à la Figure 3.3. Les investigations de 2007 et 2008 ont été réalisées dans le cadre de ce travail de recherche.

• Zone d'ablation :

La zone d'ablation se compose d'un replat supérieur localisé à la base de l'escarpement principal, conséquence de la dépression formée par la rupture initiale du massif marneux dans les années 1960 (Figure 3.2). A cet endroit, la profondeur et la géométrie du toit du substratum stable sont relativement mal connus du fait de l'interprétation délicate des sondages au pénétromètre dynamique (blocages dus à la présence de blocs métriques de marnes et de moraines) (Malet, 2003). Les forages réalisés en 1996 ont permis d'identifier une profondeur de substratum entre 20 m et 9 m sous la surface topographique. Cette variabilité est liée à la présence d'anciennes crêtes, reliques du paysage de badlands actuellement recouvertes par les matériaux glissés et éboulés de l'escarpement. La succession d'anciennes crêtes et de ravines compartimente la coulée en secteurs aux propriétés cinématiques et hydro-mécaniques distinctes (Flageollet et al., 2000 ; Malet et al., 2002). Les mesures inclinométriques confirment la présence d'une bande de cisaillement (0.20 - 0.30 m d'épaisseur) entre le substratum marneux et les matériaux mobilisés (Malet, 2003). La position du substratum est globalement en accord avec la profondeur des contrastes de résistivité des profils électriques acquis en octobre 2005 (Méric et al., 2007). Les matériaux du glissement sont caractérisés par des résistivités de $60 \pm 24 \Omega.m$, le substratum compact et moins perméable présente des résistivités plus élevées de $150 \pm 60 \Omega.m$ (Méric et al., 2007 ; Schmutz et al. 2001; Schmutz et al. 2009).

- **Zone de transit et d'accumulation :**

Les forages réalisés dans la zone de transit et d'accumulation indiquent que le corps de la coulée est constitué de matériaux silto-sableux à silto-argileux hétérogènes à débris morainiques. Flageollet et al. (2000) et Malet (2003) y ont identifié trois couches géotechniques à partir de critères de résistance mécanique, des contrastes dans la nature des matériaux et de la déformée de tubes inclinométriques. On distingue verticalement (Figure 3.3):

- Une unité superficielle aquifère C1 de 5 à 9 m d'épaisseur (résistance dynamique de pointe $Q_d < 10$ Mpa, module pressiométrique $E_M < 15$ Mpa, vitesses de déplacement superficiel > 5 m.an⁻¹). Cette unité peut être subdivisée en deux sous-unités C1a et C1b selon la forme de la paléotopographie et la profondeur de la zone non saturée ;
- Une unité profonde C2 (module pressiométrique $E_M > 15$ MPa, pression limite $P_L > 4$ MPa) appelée "corps mort". Cette unité est imperméable, très compacte et caractérisée par de très faibles déplacements ;
- Le substratum de marnes noires *in-situ* entre 10 et 24 m de profondeur.

Les observations géotechniques et stratigraphiques ont été complétées par des investigations géophysiques. Dans la zone de transit, les tomographies de résistivité électrique acquises en juillet 2006 indiquent une épaisseur totale du glissement-coulée entre 5 à 24 m avec des valeurs de résistivités comparables à celles de la partie amont (Méric et al., 2007). Des crêtes recouvertes par la coulée ont pu être localisées. Un profil transverse de tomographie de sismique réfraction a permis de déterminer un modèle de vitesses V_p à trois couches conformément aux observations de Flageollet et al. (2000) et Malet (2003): une couche superficielle de 300 à 600 m.s⁻¹, une deuxième couche de 900 à 1200 m.s⁻¹ et une troisième couche correspondant au substratum stable caractérisé par des vitesses V_p de 2100 à 2400 m.s⁻¹ (Grandjean et al., 2006). Leur profondeur est cohérente avec les interprétations des essais au pénétromètre dynamique et les données litho-stratigraphiques et inclinométriques des trois forages. L'épaisseur maximale est atteinte à la confluence des ravines du bassin torrentiel de 1956 identifiable sur l'orthophotographie et le MNT de 1956 à proximité des forages localisés dans la zone de transit (Flageollet et al., 2000 ; Weber et Hermann, 2000). L'épaisseur du glissement-coulée diminue ensuite progressivement vers l'aval pour atteindre quelques mètres au pied de la coulée.

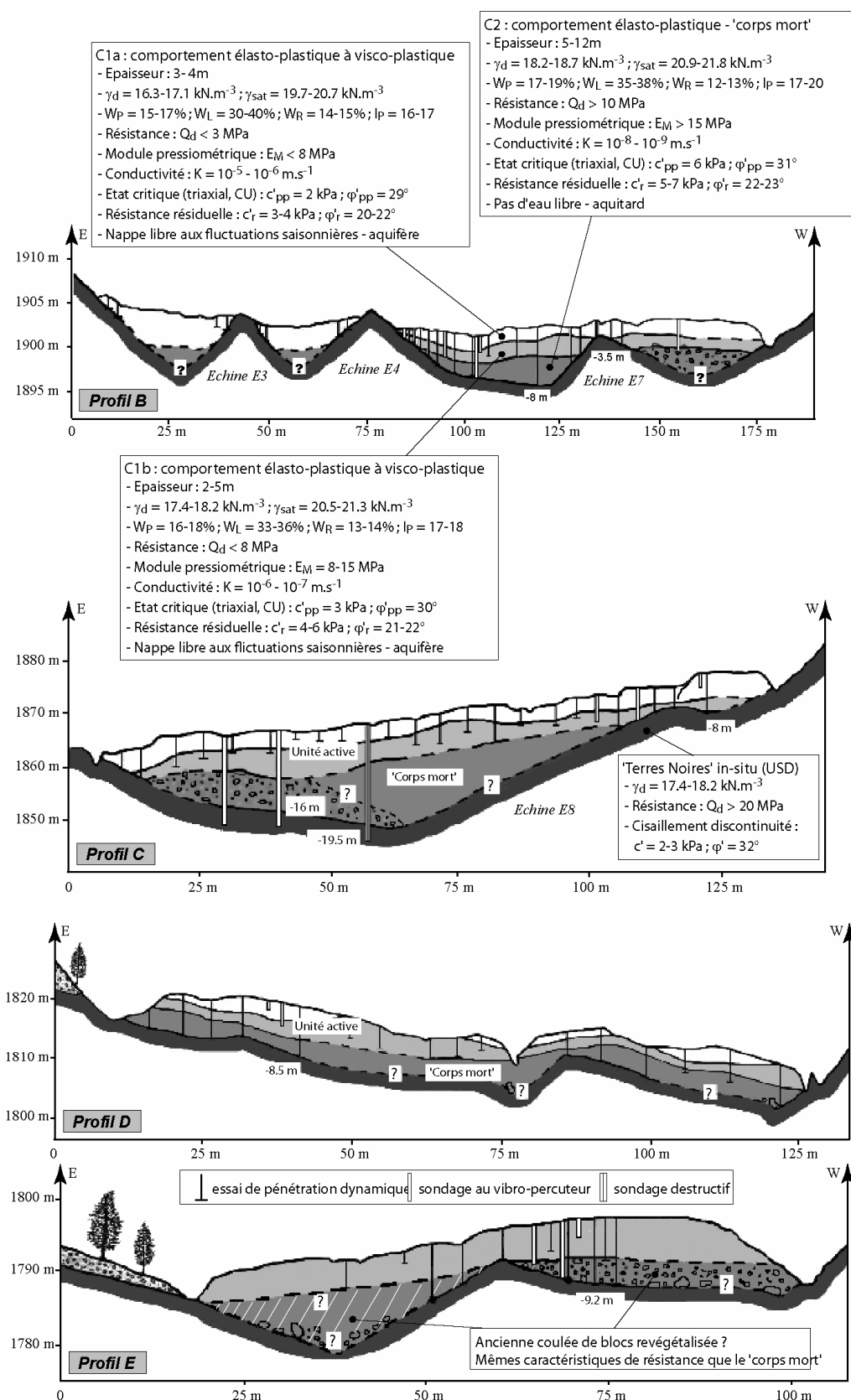


Figure 3.3 – Structure interne du glissement-coulée de Super-Sauze et synthèse des caractéristiques hydro-mécaniques (Malet, 2003). La position des profils est indiquée dans la Figure 3.2.

3.1.2 Connaissances antécédentes de la géométrie de La Valette

En comparaison au glissement-coulée de Super-Sauze, la géométrie du glissement de la Valette est moins bien définie de part la taille du mouvement et son accessibilité. Plusieurs expertises incluant des investigations de sismique réfraction et de sondages *in-situ* ont été mandatées entre 1983 et 2000 par le service de Restauration des Terrains en Montagne (Colas, 1990 ; Evin, 1992). Le glissement-coulée de La Valette est composé de trois secteurs que sont la zone d'ablation incluant la zone de rupture initiale de 1982 et l'escarpement principal, la zone de transit et la zone d'accumulation représentant l'extrémité aval de la langue de la coulée (Figure 3.4, Figure 3.5, Figure 3.6).

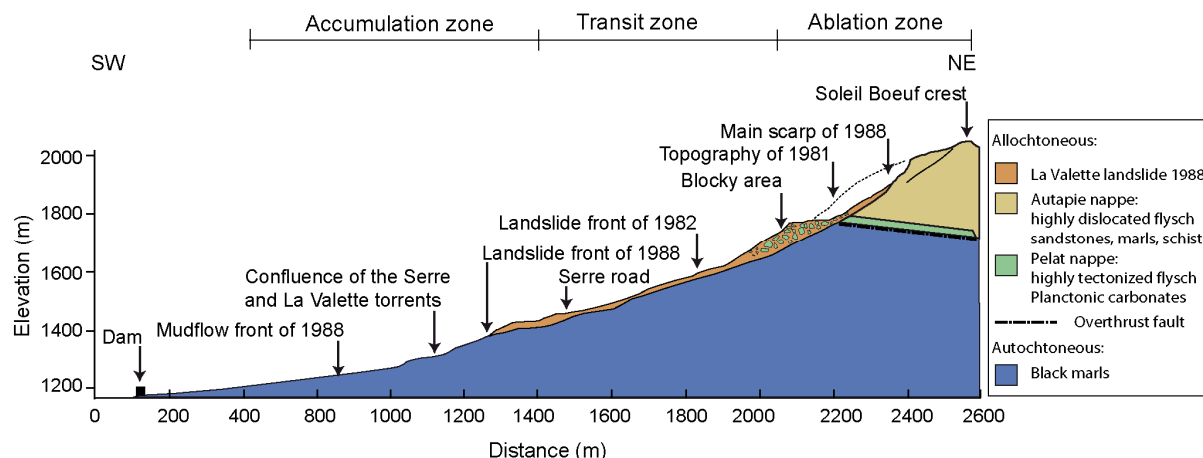


Figure 3.4 - Profil longitudinal du glissement-coulée de La Valette en 1988. Sa localisation est indiquée dans la Figure 3.5 et la Figure 3.6 (adapté de Colas et Locat, 1993 ; SAGE, 1997).

- **Zone d'ablation :**

Cette zone a été peu investiguée malgré son activité actuelle très importante. En 1983, le Centre d'Études Techniques de l'Équipement (CETE) d'Aix-en-Provence est intervenu pour réaliser une cartographie de la zone en mouvement. En 1997, la Société Alpine de Géotechnique (SAGE, 1997) propose un premier modèle géométrique conceptuel des mécanismes cinématiques de rupture de l'escarpement principal sur la base d'observations de terrain et de mesures de déplacements effectuées sur la couronne à proximité de la crête de Soleil Bœuf (Figure 3.4). La profondeur du plan de rupture de 1982 est estimée entre 30 et 50 m, mobilisant un volume total de matériau de $1.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Par modélisations numériques, Le Mignon (2004) estime la profondeur du plan de rupture de 1982 à une vingtaine de mètres de profondeur sous l'ancienne topographie (50% inférieure aux précédentes estimations).

- **Zone de transit :**

En 1983, une investigation par sismique réfraction a été effectuée dans la partie amont de la zone de transit pour déterminer l'épaisseur du glissement et des terrains morainiques progressivement chargés par les volumes importants mobilisés par la rupture de 1982. Un profil de 120 m a été installé dans l'axe du glissement à l'Ouest de la zone à blocs (Figure 3.5). Des vitesses V_p de 1150 m.s^{-1} à 1400 m.s^{-1} sont déterminées dans le corps du glissement dont l'épaisseur varie entre 15 et 20 m. Les vitesses V_p dans le substratum sont supérieures à 3000 m.s^{-1} . Des investigations sismiques complémentaires indiquent une épaisseur de moraine de 12 à 15 m (V_p de 300 à 2000 m.s^{-1}) recouvrant le substratum stable (V_p supérieur à 2000 m.s^{-1}). Des zones en compression et en extension dans la couverture morainique ont également été observées en surface.

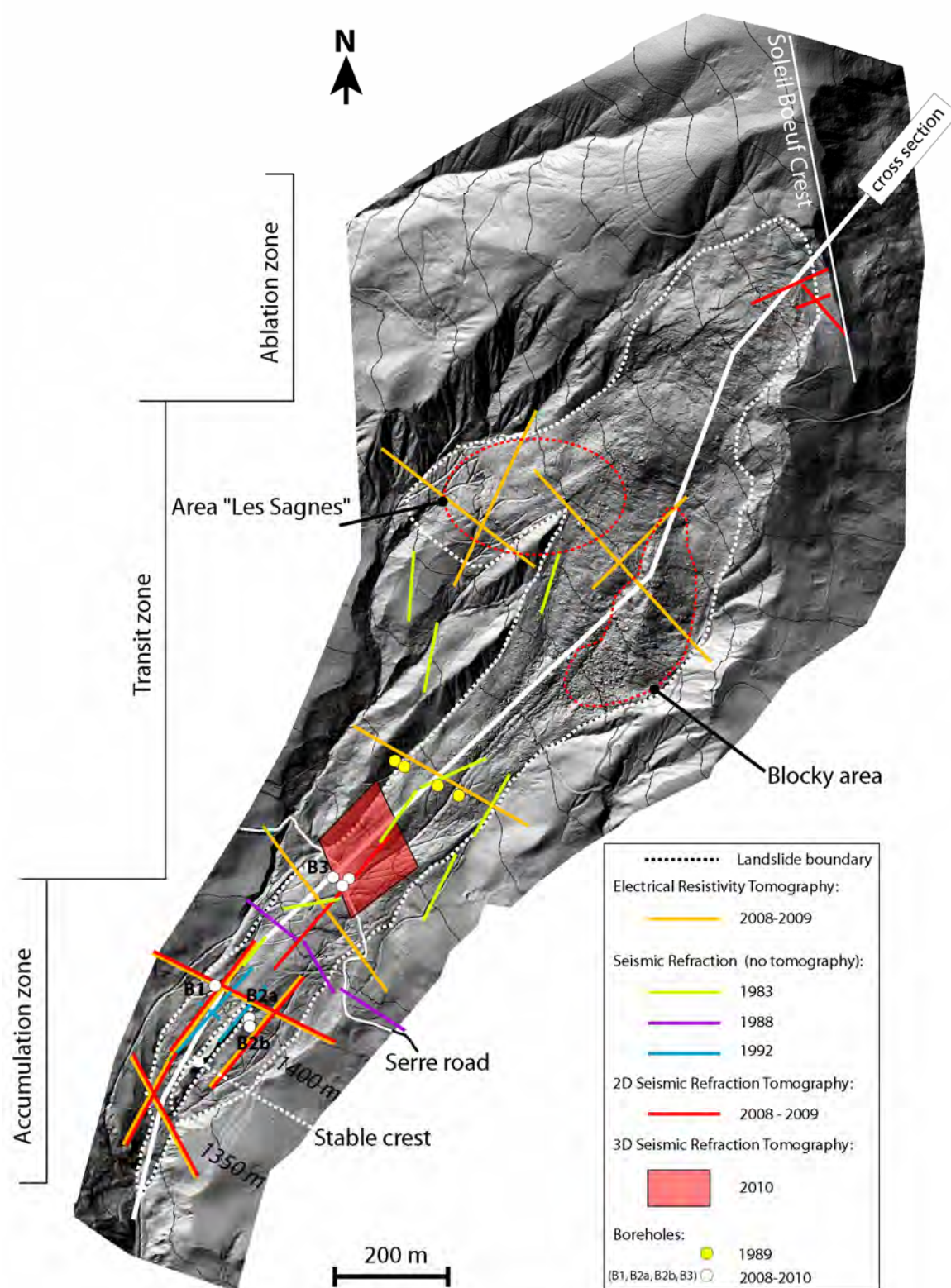


Figure 3.5 - Carte et dates d'acquisition de l'ensemble des investigations géotechniques et géophysiques effectuées sur le glissement-coulée de La Valette. Les investigations entre 2008 et 2010 ont été réalisées dans le cadre de ce travail de recherche. La localisation du profil de la Figure 3.4 est indiquée.

En 1989, les chenaux et torrents sont recouverts par le glissement (Figure 3.6). Le CETE a été de nouveau mandatée pour l'étude de faisabilité d'installation de drains à siphon et d'une galerie à drains verticaux traversant les marnes du substratum stable sous le glissement. Etant donné les coûts importants d'excavation (1.5 millions d'euros) et de maintenance, ce projet a été abandonné au profit du développement du réseau drainant de surface déjà en place à cette période. Quatre sondages verticaux carottés au marteau fond de trou ont été forés jusqu'à 30 m de profondeur le long d'un profil transversal à l'axe d'écoulement du glissement au centre de la zone de transit, au Nord-Est de la route du Serre (Colas, 1990) (Figure 3.5). Le toit du substratum stable est localisé à 13 et 11 m de profondeur. Le corps du glissement présente peu de variations lithologiques. Il est formé de matériaux remaniés marneux plus ou moins grossier. Des blocs de grès métriques provenant des formations de flysch sont systématiquement traversés par les sondages. L'interprétation des investigations sismiques est corroborée par les données litho-stratigraphique des sondages. Une acquisition de sismique réfraction est réalisée au même endroit. Le corps du glissement est caractérisé par des vitesses V_p variant de 400 à 800 m.s^{-1} . Elles sont supérieures à 3000 m.s^{-1} dans le substratum stable. L'épaisseur moyenne du glissement est en accord avec les données des sondages.

- **Zone d'accumulation :**

En 1983, deux profils de sismique réfraction réalisés par le CETE entre l'îlot stable et la route du Serre indiquent une couverture morainique d'environ 11 m (V_p de 200 à 2000 m.s^{-1}) recouvrant le substratum stable ($V_p > 2000 \text{ m.s}^{-1}$). Cette couverture de moraine va être par la suite remobilisée par le glissement.

Suite à une coulée de boue rapide (50'000 m^3) à la fin de l'hiver 1988 (Colat & Locat, 1993; Le Mignon, 2004), trois profils de sismique réfraction de 350 m ont été acquis transversalement à l'axe d'écoulement du glissement 100 m au Sud-Ouest de la route du Serre au profil "Charun" (en référence à la personne qui l'a installé) par l'Association Développement Recherche Glissement de Terrain (ADRGT). Le substratum stable est identifié à 25 m sous la topographie (V_p supérieure à 3200 m.s^{-1}) (Figure 3.5, Figure 3.6). Les terrains morainiques progressivement déstabilisés correspondent à des vitesses V_p de 1700 m.s^{-1} à 2200 m.s^{-1} . Une unité superficielle d'environ 8 m est également identifiée (V_p de 250 à 550 m.s^{-1}). Aucun contraste de vitesse n'est détecté à la limite Est du glissement séparant les terrains déstabilisés et la couverture morainique stable du hameau de la Valette.

En 1992, le pied du glissement-coulée atteint le point de confluence des torrents du Serre et de La Valette. Vu le danger accru d'une nouvelle coulée de boue dû à l'accumulation de matériau, Le RTM mandata une nouvelle étude de sismique réfraction pour évaluer le support apporté en terme de butée de l'îlot stable divisant le glissement et le volume de matériaux potentiellement exposé à une fluidification (Evin, 1992) (Figure 3.5). L'étude a été concentrée sur la partie Ouest de l'îlot stable. L'acquisition sismique révèle la présence d'une stratification verticale composée de trois unités. L'unité superficielle présente des vitesses de 200 m.s^{-1} à 300 m.s^{-1} avec une épaisseur de 1 et 8 m. Les vitesses V_p de la seconde unité varient entre 1500 m.s^{-1} et 1800 m.s^{-1} . Cette unité atteint le substratum (V_p supérieure à 3000 m.s^{-1}) entre 25 m et 30 m de profondeur. La forme en V du torrent du Serre n'a pas été identifiée. Les vitesses V_p de 2200 m.s^{-1} de l'îlot stable indique un état peu fracturé et compact (Evin, 1992).

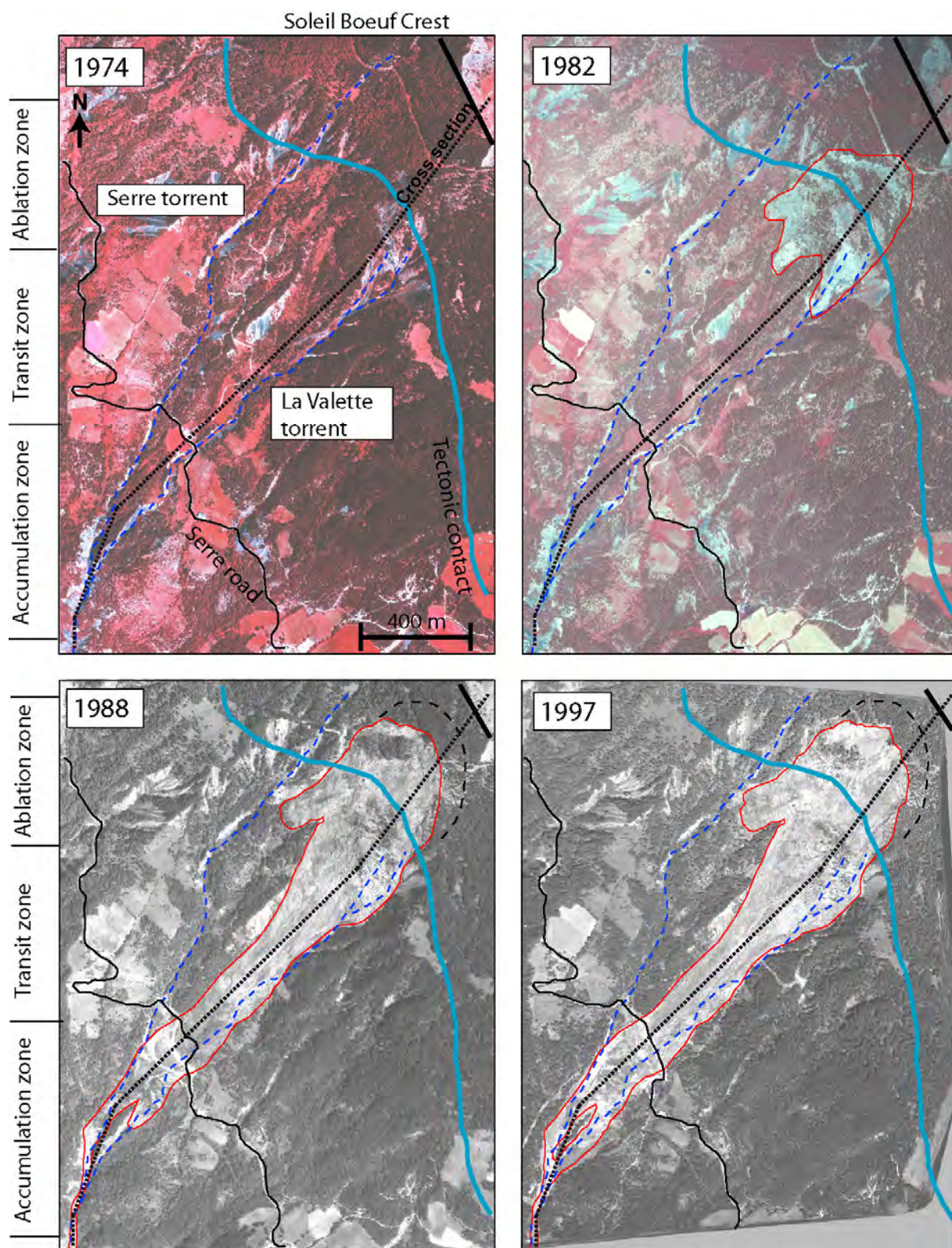


Figure 3.6 – Evolution du glissement-coulée de La Valette à partir d'orthophotographies aériennes IGN de 1974 à 1997 (adapté de Le Mignon, 2004). La localisation du profil de la Figure 3.4 est indiquée.

3.2 Investigations géophysiques complémentaires

Plusieurs campagnes d'investigation géophysiques sur Super-Sauze et La Valette ont été entreprises pour compléter la base de données entre 2007 et 2010 (Figure 3.2, Figure 3.5, Table 1.1). L'ensemble des acquisitions géophysiques réalisées durant ce travail de thèse est résumé dans la Table 3.1.

Table 3.1 - Synthèse des acquisitions géophysiques effectuées sur les coulées de Super-Sauze et La Valette entre 2007 et 2010 (WS = configuration Wenner-Schlumberger et DD = configuration Dipôle-Dipôle).

	Tomographie de résistivité électrique	Tomographie de sismique réfraction	Longueur des dispositifs	Date d'acquisitions	Remarques
Super-Sauze					
Zone d'ablation	6	-	94 à 235 m	Juillet 2009, octobre 2009	Configuration ERT : WS
Zone de transit	11	1	115 à 235 m	Juillet 2007 et 2009, octobre 2009	Configuration ERT : WS
Zone d'accumulation	5	-	235 m	Juillet 2009, octobre 2009	Configuration ERT : WS
La Valette					
Zone d'ablation	-	3	50 à 140 m	Juillet 2009	Configuration ERT : WS
Zone de transit	5	5	225 à 445 m	Juillet 2008 et 2010	Configuration ERT : WS Sismique 2D et 3D
Zone d'accumulation	5	4	355 à 415 m	Mai 2008	Configuration ERT : WS et DD

3.2.1 Tomographie de résistivité électrique

Les acquisitions des tomographies de résistivité électrique ont été effectuées à la fois sur la coulée de Super-Sauze et de La Valette. Les données de sismique réfraction sur la coulée de La Valette ont été acquises en collaboration avec l'Unité Risques Naturels et stockage du CO₂ du BRGM.

- **Acquisitions :**

Les acquisitions de résistivité électrique ont été effectuées avec des résistivimètres automatiques IRIS Syscal Pro (120 canaux) et Junior (48 canaux) avec une précision de mesure de courant de 0.2 et 0.5% (<http://www.iris-instruments.com>). Sur les sites de Super-Sauze et de La Valette, les profils électriques de longueurs de 235 m et 415 m ont été installés parallèlement et perpendiculairement à la direction principale du glissement avec un espacement inter-électrode de 5 m. Pour atteindre des longueurs de profils supérieures à 235 m avec le résistivimètre Junior, des acquisitions en *roll along* ont été effectuées. La longueur des profils a été adaptée de façon à ce que la profondeur d'investigation théorique soit d'environ 40 m (Edwards, 1977) sachant que le toit du substratum est situé entre 10 et 30 m de profondeur. Une configuration géométrique d'acquisition Wenner-Schlumberger a été sélectionnée pour son bon compromis dans la détection de contrastes de résistivités horizontaux et verticaux (Marescot, 2008). Les campagnes de tomographies de résistivité électrique ont été réalisées en juillet et octobre 2008 sur Super-Sauze et en mai et juillet 2008 sur La Valette. Les positions des électrodes ont été levées au GPS différentiel et au niveau de chantier automatique.

Sur le glissement-coulée de Super-Sauze, les acquisitions électriques couvrent l'ensemble de la superficie du glissement avec un espacement entre les profils d'environ 25 m (Figure 3.2). Sur le glissement-coulée de La Valette, la campagne de mai 2008 s'est concentrée sur la zone d'accumulation de la coulée autour de l'îlot stable (Figure 3.5). Les investigations comprennent deux profils transversaux de 235 m et trois profils longitudinaux. Les profils de résistivité électrique ont été couplés à des acquisitions de sismique réfraction. Dans les profils transversaux, les limites du glissement sont largement dépassées afin de mieux distinguer la masse du glissement de celle du substratum. Des acquisitions complémentaires Dipôle-Dipôle ont également été effectuées car cette configuration offre une plus grande résolution en subsurface due à un nombre supérieur de quadripôles (Dahlin & Zhou, 2004). La campagne de résistivité électrique de juillet 2008 a servi à

caractériser la géométrie de la partie amont de la zone de transit au lieu dit des Sagnes et dans la zone à blocs provenant de la nappe du Pelat (Figure 3.4, Figure 3.5). Des profils de résistivité électrique en croix ont été acquis.

- **Stratégie de traitement :**

Les mesures de potentiel inférieures à 5 mV sont filtrées pour s'affranchir des mesures déterminées au-dessous du seuil de détection minimale des résistivimètres. Ensuite, les acquisitions électriques sont inversées avec la méthode d'inversion "robuste" du module de *Res2Dinv* tenant compte de la topographie du terrain (Loke, 2006). Contrairement à la méthode classique de minimisation par les moindres carrés amorties de type Gauss-Newton, cette méthode minimise les valeurs absolues des écarts entre le modèle de résistivités apparentes calculées et celui des résistivités apparentes mesurées. Cette contrainte produit des limites d'interfaces franches avec des régions contenant des valeurs de résistivités plus homogènes que celles déterminées avec l'algorithme classique (Loke, 2006). Cette méthode permet de mettre en évidence la limite séparant le substratum stable du corps du glissement. En général, les inversions convergent après 3 à 7 itérations. Les modèles de résistivités inversées présentent généralement des erreurs absolues (R_{abs}) et des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) inférieures à 4%. Les modèles 2D de résistivités inversées sont ensuite géoréférencés, interprétés et validés avec les informations issues d'investigations directes (forages et essais au pénétrromètre dynamique).

3.2.2 Tomographie de sismique réfraction

Les acquisitions sismiques ont été effectuées exclusivement sur le glissement de La Valette. Les données ont été traitées par l'Unité Risques Naturels et stockage du CO₂ du BRGM. Ce travail s'est principalement concentré sur la logistique d'acquisition de la sismique réfraction sur le terrain, l'interprétation et l'intégration des données sismiques dans un modèle géométrique 3D.

- **Acquisitions :**

Les acquisitions de sismique réfraction ont été réalisées dans la zone de transit et d'accumulation ainsi que sur la couronne du glissement (Figure 3.5). Un sismographe de type Stratavisor à 48 canaux, deux Géodes à 24 canaux et des géophones à fréquence de résonance de 10 Hz ont été utilisés. Les tirs sismiques ont été effectués au cordon détonant (100 à 200 g de pentrite par tir), les trous de tir étant rebouchés par du sable. Des tirs en *offset* ont également été réalisés sur tous les profils. Trois campagnes ont été planifiées en mai 2008, juillet 2009 et juillet 2010.

La campagne de mai 2008 s'est concentrée dans la zone d'accumulation de la coulée (Figure 3.5, Figure 3.8). Les profils sismiques de 235 m et 355 m (en *roll along*) ont été disposés autour de l'îlot stable et couplés aux profils de résistivité électrique avec un espacement inter-trace de 5 m et un espacement inter-tir de 15 m. Les investigations comprennent deux profils transversaux à l'axe du glissement et trois profils longitudinaux. Les limites du glissement sont largement dépassées afin de mieux distinguer la masse du glissement de celle du substratum.

En juillet 2009, trois profils sismiques de 46 m (inter trace de 2 m) et 115 m (inter-trace de 5 m) ont été installés sur la couronne du glissement et sur la crête stable de Soleil Bœuf (Figure 3.5). Les tirs ont été disposés tous les trois géophones.

En juillet 2010, une acquisition de sismique réfraction 3D a été réalisée sur une aire de 19600 m² dans la zone de transit de la coulée située en bordure Nord de la route du Serre (Figure 3.5, Figure 3.8). Le dispositif comprend quatre profils de 24 géophones à inter-trace de 5 m disposés dans le sens de la plus grande pente et espacés de 45 m. Les sources sont disposées le long de cinq profils espacés de 36 m perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. Chaque profil comporte 15 sources distantes de 10 m. Au total, le dispositif compte 96 géophones et 85 tirs sismiques. Les signaux générés par les tirs sismiques sont enregistrés par l'ensemble des géophones du dispositif, garantissant une bonne couverture 3D.

Les positions des géophones et des tirs ont été levées au GPS différentiel et au niveau de chantier automatique.

- **Stratégie de traitement :**

Les temps des premières arrivées sont déterminés manuellement avec une précision de 1 à 4 ms. L'inversion des temps d'arrivée est ensuite réalisée avec les logiciels d'inversion *Rayfract* (Schuster & Quintus-Bosz, 1993) et *JaTS 2D* (Grandjean & Sage, 2004) gérant des topographies complexes. Les deux approches se basent sur les volumes de Fresnel dans le calcul des temps de trajet ce qui à l'avantage de prendre en compte la résolution de l'onde. *JaTS* utilise une technique itérative de reconstruction simultanée (*SIRT*) reformulée dans une approche probabiliste pour estimer le champ de vitesse de l'onde P (Grandjean et al., 2006). Le programme utilisé pour inverser le temps des premières arrivées de l'acquisition sismique 3D est une extension 3D du logiciel *JaTS* (Samyn et al., en préparation). Le modèle initial d'inversion est basé sur la connaissance a priori des vitesses du matériau de la coulée et du substratum stable et de leur profondeur. Un modèle semi-infini constitué d'une couche à 1000 m.s^{-1} de 20 m de profondeur chevauchant une couche plus rapide de 2000 m.s^{-1} est sélectionné.

Pour la détermination des vitesses des ondes S, la méthode *SASW* (*Spectral Analysis of Surface Waves*) a été utilisée pour obtenir la dispersion des ondes de surface (Tarantola, 2005). À l'aide des logiciels d'inversion *surf96-CPS* et *SIRayD* basés sur l'algorithme *SURF* (Hermann, 1984), la distribution des vitesses des ondes S est déterminée en fonction de la profondeur qui rend compte de la dispersion de l'onde en profondeur. Les courbes de dispersion (*i.e.* les profils 1D de vitesses des ondes S) sont calculées pour chaque position de géophone. Les profils de vitesses 1D sont ensuite interpolés le long de la ligne sismique. Les modèles de vitesses sont finalement géoréférencés, interprétés et validés avec les informations issues d'investigations directes (forages).

Les données intégrées dans la construction du modèle géologique de subsurface consistent en des données à petite échelle (*e.g.* carte géologique, photographies aériennes, coupes 2D) et à grande échelle, locale et ponctuelle (*e.g.* forage, échantillon). Une des principales difficultés repose dans la mise en cohérence de ces données multi-sources caractérisées par des incertitudes plus ou moins importantes. Une méthodologie adaptée à chaque site d'étude a été développée afin d'intégrer de manière cohérente les différentes sources de données.

3.3 Construction du modèle géométrique du glissement-coulée de Super-Sauze.

Article: "Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data"

Le modèle numérique de terrain avant la rupture de 1956 (Weber & Hermann, 2000) ne suffit pas pour décrire la géométrie réelle du glissement car :

- 1) La géométrie et les volumes de matériaux remaniés dans la zone d'ablation ne peuvent pas être pris en compte ;
- 2) La précision en planimétrie du MNT ($\pm 7 \text{ m}$) est insuffisante ;
- 3) Le MNT ne permet pas de représenter les couches stratigraphiques et géotechniques.

Seul un modèle géométrique intégrant l'ensemble des investigations (antécédentes et nouvelles) et les interprétations existantes peut représenter de manière optimale la structure interne du glissement. De plus, la compréhension sur le long terme d'un processus ne dépend pas uniquement de la quantité de données à disposition. La méthode de classification des données est aussi primordiale afin d'optimiser l'utilisation par des tierces personnes. Une des principales difficultés dans la création du modèle géométrique de Super-Sauze réside précisément dans l'intégration de données multi-source dont une partie de l'information annexe est souvent manquante ou mal définie (positionnement, données brutes, indications sur les incertitudes). Un travail majeur a été de développer une méthode flexible permettant de tenir compte de cette difficulté.

Ce travail est présenté sous la forme d'un article, publié dans la revue Engineering Geology. (IF: 1.212) DOI: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003

Titre: Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data

Auteurs: J. Travelletti & J.-P. Malet

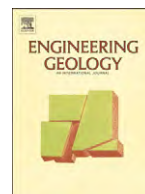
Résumé :

L'objectif de ce travail consiste à développer une méthodologie permettant d'intégrer des données multi-sources et multi-résolutions dans un modèle géométrique 3D avec une approche géostatistique. Le géoréférencement des données et leur (ré-) interprétation représentent les points les plus importants. Une méthode simple basée sur une évaluation qualitative du degré de confiance de chaque jeu de données est suggérée pour classer les données d'entrée et pondérer leur influence lors de l'interpolation du modèle géométrique. Une approche fondée sur la théorie de Nyquist-Shannon est utilisée pour déterminer le maillage optimal du modèle géométrique en fonction de la complexité de la topographie du substratum. Plusieurs modèles géométriques sont générés à partir de différentes techniques d'interpolations appliquées sur le même jeu de données d'entrée. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'aspect visuel de la morphologie servent à sélectionner le meilleur modèle. Un contrôle de qualité est également effectué pour s'assurer que le modèle est apte à la modélisation hydro-mécanique. Les volumes de chaque unité géotechnique C1 et C2 sont également déterminés.



Contents lists available at ScienceDirect

Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo

Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: A methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data

J. Travelletti^{a,b,*}, J.-P. Malet^a^a Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, University of Strasbourg, 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex, France^b GEOPHEN - LETG, CNRS UMR 6554, University of Caen Basse-Normandie, Esplanade de la Paix, F-14032 Caen Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 July 2010

Received in revised form 13 April 2011

Accepted 3 May 2011

Available online xxxx

Keywords:

Landslide

3D geometry

Multi-source data integration

Geostatistical model

ABSTRACT

The geometry of the bedrock, internal layers and slip surfaces control the deformation pattern and the mechanisms of landslides. A challenge to progress in understanding landslide behavior is to construct accurate 3D geometrical models from different surveying techniques. The objective of this work is to present a methodology for integrating multi-source and multi-resolution data in a 3D geometrical model using geostatistical tools. The methodology consists in integrating the data by extracting relevant information on the internal structure of the landslide and in detecting possible incoherencies between different interpretations. A simple method to classify the input data and to control their influence on the model interpolation is proposed through the development of an expert reliability index. The methodology is applied for the creation of a 3D geometrical model of the Super-Sauze mudslide (South French Alps) for which an extensive dataset is available. Error calculation and expert geomorphological interpretation allow one to select the most suitable interpolation algorithm and to define the volumes of each layer. The proposed 3D geometrical model highlights the influence of the bedrock geometry on the observed kinematic pattern.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The geometry of the bedrock, internal layers and slip surfaces of landslides controls their deformation pattern and mechanisms (Malet et al., 2002; Schulz et al., 2009; Crozier, 2010). The development of extension and compression zones within the landslide, the generation of excess pore water pressure and differential displacements at the ground surface are major effects resulting from the sub-surface topography (Savage and Smith, 1986; Picarelli et al., 1995; Picarelli, 2001; van Asch et al., 2006). Therefore, the characterization of the 3D internal structure is a pre-requisite to any slope stability analysis and hydro-mechanical modeling (Brunsdén, 1999; Savage and Wasowski, 2006; Travelletti et al., 2009).

Significant developments in both direct and indirect sub-surface investigations were realized in the last decades to define the features of a landslide (Turner and Schuster, 1996; Cornforth, 2005). The choice of an appropriate sub-surface exploration method mainly depends on the site configuration, material characteristics, time and economic constraints. Therefore, complementary methods have been applied to provide indirect and spatially-distributed information of the 3D sub-surface structure such as 2D and 3D geophysical tomographies (Jongmans and Garambois, 2007) and remote-sensing techniques (LiDAR, InSAR;

Delacourt et al., 2007) in combination with classical geotechnical investigations. Because these multi-source data have heterogeneous qualities and different spatial resolutions, a major difficulty in 3D geometrical modeling consists in the extraction of relevant information and in their integration in a coherent framework (Bichler et al., 2004; Regli et al., 2004; Caumon et al., 2009). Consequently, before incorporating the data in a 3D geometrical model, several pre-processing steps are necessary. The data quality has to be carefully checked because it directly affects the final quality of the geometrical model. Evans (2003) distinguished two major types of uncertainty in 3D geometrical modeling: those affecting data and measurements themselves and those resulting from the modeling process. Therefore identifying which amount of data is reliable is important to weight their effects on the geometrical model. The problem is that, in most cases, typical data for 3D geometrical modeling are already in an interpretive digital or numerical form (e.g. maps, cross-sections) for which the uncertainty is very difficult to assess without access to the raw data. Poeter and McKenna (1995) and Clarke (2004) define a very simple and general approach to assess the quality of the data by introducing the concepts of “hard data” and “soft data” and the development of a reliability index. “Hard data” are defined by explicit properties and low uncertainties on the layering geometry of the landslide (e.g. stratigraphic logs, landslide boundary defined from geomorphologic observations); “Soft data” are defined by implicit properties and higher uncertainties. Such data need consequently several processing steps before the extraction of useful information on the geometry (e.g. filtering, inversion, information derived from empirical or analytical relationships; Regli et al., 2004; Gallerini and De Donatis, 2009).

* Corresponding author at: Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, University of Strasbourg, 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex, France. Tel.: +33 3 68 85 00 36; fax: +33 3 68 85 01 25.

E-mail address: julien.travelletti@unistra.fr (J. Travelletti).

The quality of the 3D geometrical modeling can be defined by applying statistical methods such as the comparison of several models created from the same initial dataset (Regli et al., 2004; Caumon, 2010) and analysis of the Root Mean Square Error (Desmet, 1997; Aguilar et al., 2005; Weng, 2006), and empirical methods such as global visualization of the sub-surface topography and expert analysis (Aguilar et al., 2005; Fisher and Tate, 2006).

Regarding the diversity of landslide geometries, attempting to provide a methodology for 3D landslide modeling is a real challenge. This work is essentially focused on landslides whose basal shear surface is continuous. First a review of the data sources used for geometrical modeling of landslides is presented. Second the methodology is detailed. It consists of several stages of data integration (georeferencing, (re-)interpretation of the data, information extraction and detection of possible incoherencies among the different interpretations). A simple method for classifying the input data is then presented. Third the methodology is applied to the construction of the 3D geometry of the Super-Sauze mudslide (Barcelonnette Basin, South French Alps) using two geostatistical modeling packages (RockWork®, Rockworks, 2004; Surfer® v 8.01, Golden software, 2002). Four interpolation algorithms are tested and several criteria and validation methods are presented for selecting the most suitable 3D geometrical model for slope stability analyses and hydro-mechanical modeling. Finally, the influence of data point density and temporal resolution on the coherency of the 3D geometrical model is discussed.

2. Sources of data

The 3D geometrical modeling of landslides first starts with the collection of data which contain geometrical information at the ground surface (typically landslide boundaries) and information on the internal structure geometry. Because the choice of the sub-surface investigations techniques is not the purpose of this study, the authors refer the reader to well-documented references such as Sowers and Royster (1978), Turner and Schuster (1996) and Cornforth (2005).

From a practical point of view, data collection and field investigation must be extended beyond the landslide area for two main reasons:

- to ensure that the entire landslide area is included; experience indicates that the landslide area is generally much larger than first suspected and tends to enlarge through time;
- to detect property anomalies in the data acquired in- and outside the landslide.

Five major sources of data can be used: kinematic data, geomorphologic data, geological data, geotechnical data and petro-physical data (Table 1). Each data type has its own spatial extension and resolution. They can be determined by direct or indirect measurements. Indirect data has the advantage to provide spatially distributed information, but the resolution and accuracy are generally lower than direct and punctual data.

- *Kinematic data*: these data are used to delimit the landslide extension both in depth and at the surface. When the identification of internal shear zones is not obvious in geological records, inclinometer data are common to localize internal shear zones (Cornforth, 2005). Traditional and punctual geodetic techniques (e.g. extensometers, GPS, tacheometry; Angeli et al., 2000; Malet et al., 2002) and remote-sensing techniques (e.g. DInSAR, correlation of satellite, aerial and terrestrial images, airborne and terrestrial LiDAR; Casson et al. 2003; Squarizoni et al., 2003; Delacourt et al., 2007; Teza et al., 2008; Travelletti et al., 2008; Oppikofer et al., 2009) can be used to define the landslide spatial boundaries. Digital Elevation Models (DEMs) can usually be derived from these techniques, and multi-temporal analysis allow one to highlight limits between areas affected by elevation changes. Although the interpretation of displacement data is, in most cases very reliable to establish landslide boundaries, the real landslide extension may be underestimated if a part of the landslide is in a dormant stage of activity (Cruden and Varnes, 1996).
- *Geomorphologic data*: because the geometry of the ground surface is an overt clue to landslide activity (Sowers and Royster, 1978), landform evolution can be used to determine the landslide boundaries.

Table 1

Type of data sources and associated investigation techniques able to provide information on landslide geometry.

Data type	Type of techniques	Type of information ^a	Spatial extension	Typical resolution
Kinematic	Inclinometers	Internal	1D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	Extensometers	Surface	1D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	GPS monitoring	Surface	1D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	Tacheometry monitoring	Surface	1D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	Differential photogrammetric DEMs	Surface	2D–2.5D	10 ⁻² –10 ⁰ m
	Differential terrestrial and airborne LiDAR survey	Surface	2D–2.5D	10 ⁻² m
	Differential InSAR survey	Surface	2D–2.5D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	Image correlation of (ortho)photographs	Surface	2D–2.5D	10 ⁻² –10 ⁰ m
	Oblique photographs from the air or from the ground	Surface	2D	10 ⁻² m
	Aerial and satellite orthophotographs	Surface	2D	10 ⁻² –10 ¹ m
Geomorphological	Photogrammetric DEM	Surface	2.5D	10 ⁻² –10 ¹ m
	Terrestrial and airborne LiDAR (DEM)	Surface	2.5D	10 ⁻² m
	InSAR (DEM)	Surface	2.5D	10 ⁻³ –10 ⁻² m
	Geological mapping	Surface	2D	10 ¹ –10 ¹ m
	Boreholes stratigraphic logs in (non)destructive drilling	Internal	1D	10 ⁻² –10 ⁻¹ m
Geotechnical	test pits, trenches	Internal	1D	Variable
	Pressiometric tests	Internal	1D	10 ⁻² –10 ⁰ m
	Static or dynamic penetration tests	Internal	1D	10 ⁻² –10 ⁻¹ m
Petro-physical	Field van tests	Internal	1D	10 ⁻² –10 ⁻¹ m
	Seismic reflection	Internal	2D–3D	10 ⁻¹ –10 ⁰ m
	Seismic refraction tomography	Internal	2D–3D	10 ⁻¹ –10 ⁰ m
	Electrical resistivity tomography	Internal	2D–3D	10 ⁻¹ –10 ⁰ m
	Ground penetrating radar	Internal	2D	10 ⁻² –10 ⁰ m
	Electro magnetic techniques	Internal	2D	10 ⁻² –10 ⁰ m
	Micro-gravimetry	Internal	1D	10 ⁻¹ –10 ⁰ m
	Borehole loggings	Internal	1D	10 ⁻² –10 ¹ m
Others	Various field observations, already interpreted data	Surface	1D–2D	Variable

Internal: Information on the internal layer geometry.

^a Surface: information on the landslide boundary at the ground surface.

Hummocky topography, bulges, depressions, cracks, slumps, bowed and deformed trees, and changes in vegetation are morphologic evidences of present and past landslide activity. In a complement to field recognition, these data can be extracted through the analysis of orthophotographs and high resolution DEMs (McKean and Roering, 2004; van Den Eckhaut et al., 2005). Old documents (e.g. topographic maps, old photographs, cadastres) taken before the landslide event are very useful to localize main topographic and geometrical features covered by the landslide (e.g. crest, gully, berm). These geometrical features improve the interpretation of petro-physical and geotechnical data by localizing areas where physical contrasts are expected.

- **Geological data:** shear surface location can be interpreted from borehole logging, core photographs and observations in test pits or trenches for completing geological information at the ground surface. When geological maps are sufficiently detailed, two essential pieces of information can be used: the major geologic formations and the structural features (folds, joints, small faults, local shear zones and formation contacts; Sowers and Royster, 1978; Cornforth, 2005). The outcrops give information on the strength and stability of both intact and weathered materials that compose the landslide. They also allow one to identify the strongest formation susceptible to form the stable bedrock. Ground fissuring due to landslide movement has to be differentiated from fissuring attributed to other processes (e.g. human activity, soil desiccation, seismic events). Statistical analysis on changes in joint orientation, dip and azimuth in the landslide and in the surrounding area can be used to determine discontinuity families associated to the landslide and to the stable areas (Sowers and Royster, 1978; Jaboyedoff et al., 2009). In some cases, extrapolation of dip and azimuth of the observed interface (e.g. fractures, stratification planes) between the stable bedrock and the moving mass can be used as a first estimation of the landslide extension in depth.
- **Geotechnical data:** geotechnical data measured in boreholes (pressiometric tests, field vane shear tests) or from the ground surface (static or dynamic penetration tests) allow one to distinguish the weaker from the stronger formations (typically formation of the stable substratum) involved in the landslide. These data are direct measurements of the mechanical properties at different depth inside the moving mass. They complete the geological descriptions of the core and cuttings and constrain the petro-physical interpretations (Cornforth, 2005).
- **Petro-physical data:** petro-physical properties of the sub-surface (e.g., P- and S-waves velocity, electrical resistivity, dielectric permittivity, gravitational acceleration) measured at the ground surface or in boreholes (geophysical borehole logging, cross-holes measurements) provide a 2D or 3D imaging of the sub-surface (Jongmans and Garambois, 2007). Petro-physical properties are usually used to extent geotechnical and geological data determined with direct punctual in-situ measurements. Geophysical borehole logging systems (e.g. self-potential, electrical resistivity, nuclear radiation density based on nuclear absorption) provide very useful information when lateral correlation of geotechnical and geological data from adjacent boreholes are difficult due to strong variations of the soil properties or sampling gaps in the stratigraphic profile (typically core loss).

3. Method for multi-source data integration

Multi-source data have heterogeneous qualities and different spatial resolutions. Therefore data integration necessitates (1) to georeference the data in a common reference coordinate system, (2) to define their quality for the purpose of the modeling, and (3) to interpret (or re-interpret) the data to extract relevant information on the geometry. The proposed methodology is applicable to any kinds of digitized data. The main steps of the methodology are summarized in Fig. 1.

3.1. Georeferencing of data sources

Each source of data can be localized in different coordinate systems (2D, 3D) with variable accuracy thus making the georeferencing an important task (Kaufmann and Martin, 2008). Georeferencing processes available in Geographic Information System (GIS) softwares based on n-order polynomial transformations allow one to georeference digitized maps. The selected map projection has to be close to the digitized map for optimizing the alignment quality with a small number of control points. Otherwise, the map will be correctly aligned only in limited areas, independent of the number of control points. When more than three control points are available, the residual misfit between control point pairs can be used to estimate an error in horizontal location. Errors in georeferencing are often due to an insufficient quality or number of control points or to excessive distortions in the original maps (Caumon et al., 2009).

3D georeferencing of 2D rasterized cross-section is possible when at least two control points with the associated 3D coordinates in the reference coordinate system are known (e.g. geophysical sensors locations measured by GPS, benchmarks localized both in the cross-section and in a georeferenced map). Location of the control points in the reference coordinate system can be projected on a straight line calculated with a linear regression on the control points coordinate X–Y. The equation of the regression line is then used to compute the 3D position in the reference coordinate system of any location within the cross section.

The elevation data are often inaccurate or expressed as relative elevations. They can be corrected with a DEM used as elevation reference in the stable parts of the landslide. The elevation values inside the moving mass are obviously not considered because investigation can be acquired at several dates documenting different landslide morphology. The residual misfit between the reference DEM and the elevations in the stable part of the cross-section can be used to estimate an error in elevation.

3.2. Data quality evaluation: “hard” and “soft” data

The next step is to evaluate the quality of the data. The classification used in this work uses the concept of “hard data” and “soft data” initially defined by Poeter and McKenna (1995) and Clarke (2004). “Hard data” are characterized by a high degree of reliability (e.g. explicit properties and very low uncertainties) while “soft data” are characterized by a low degree of reliability (e.g. implicit properties and higher uncertainties; Regli et al., 2004; Gallerini and De Donatis, 2009). The reliability index depends on (i) the quality of the original data source and (ii) the number of processing steps needed to extract useful information. The range of value for the reliability index is fixed on a scale between 1 (very soft) and 4 (very hard), and the criteria used for the categorization are defined as follows:

1. **Very soft data:** the original data are noisy, inaccurate for the purpose of the analysis and with a high degree of subjectivity in the interpretation. The original data do not have accurate spatial information. They are already in an interpretative format or are derived from inaccessible raw data.
2. **Soft data:** the original data need several steps of processing to extract a useful geometrical information. This is usually the case for indirect data such as petro-physical properties determined with geophysical techniques applied at the ground surface or in boreholes. The non-uniqueness of the inverted solution and the possible decreasing resolution with depth are some drawbacks affecting the accuracy of geophysical methods (Sharma, 1997; Jongmans and Garambois, 2007).
3. **Hard data:** the original data represents generally well the geometry of the landslide, even if some ambiguities in the interpretation still remain. The data have to be combined with other sources (generally

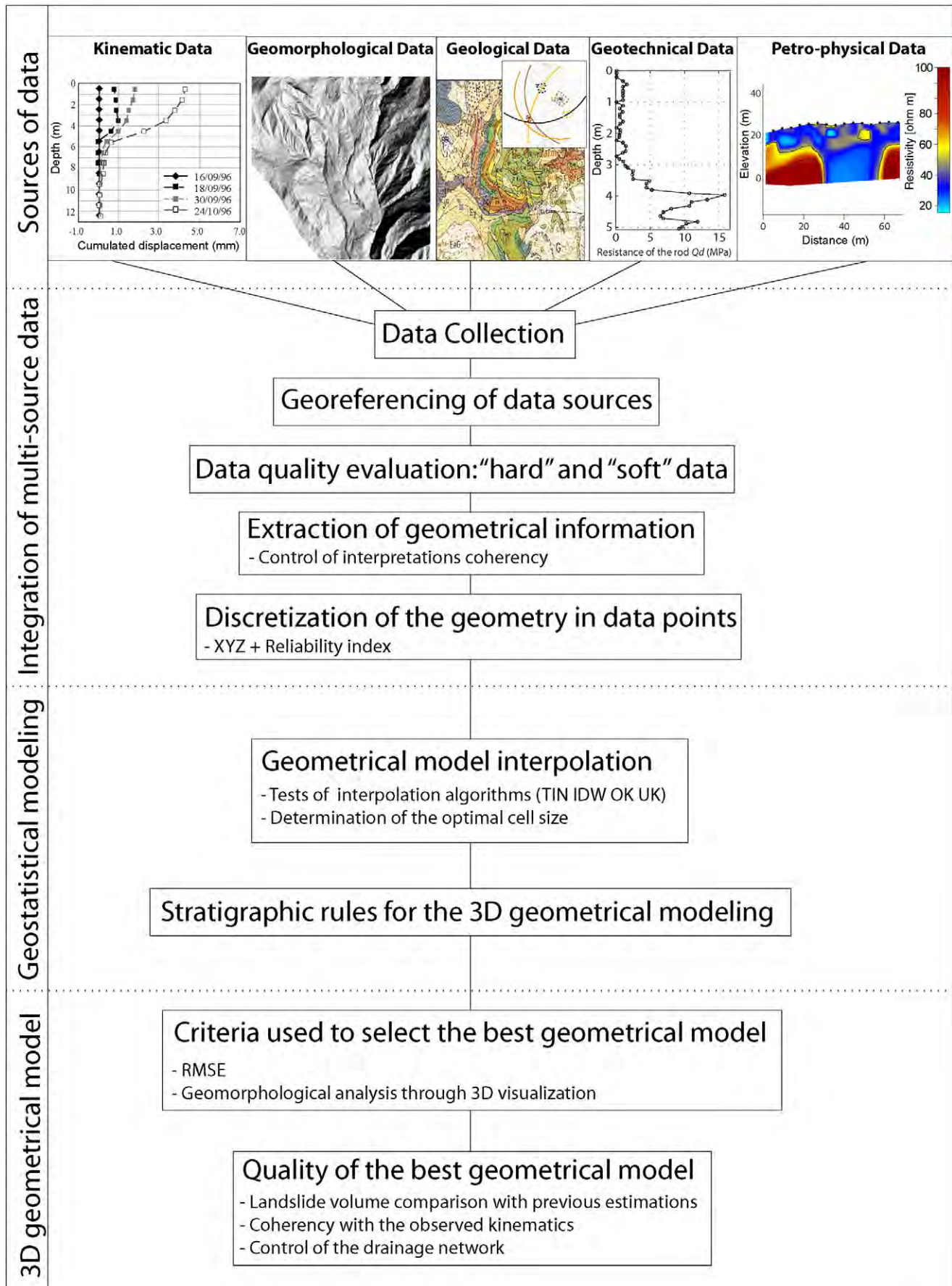


Fig. 1. Schematic workflow for multi-source data integration in a 3D geometrical model.

geotechnical tests and geological observations) to reduce the uncertainty in the interpretation.

4. *Very hard data*: the original data are sufficiently accurate and allow a straight-forward interpretation of the geometry without ambiguity. The data sources are generally direct geomorphological or geological observations, borehole cores and kinematic measurements.

Although this categorization is not objective and depends on the judgment of the interpreter, it has the advantage to be very flexible and adapted to a large amount of diverse data types.

3.3. Data (re-)interpretation: extraction of geometrical information

Hard data have to be used to constrain the interpretation of soft data. The main methods usually applied for identifying layering and discontinuities in geotechnical and petro-physical data are:

- The detection of sharp contrasts in petro-physical properties, reflecting transition between different layers and with the stable bedrock whose spatial extension can be mapped with imaging techniques (e.g. geophysical tomographies).

- The extrapolation of locally acquired hard data into spatially distributed acquisitions of soft data. The principle is to associate petro-physical or geotechnical parameters measured at the point scale to cross-sections of parameters measured with imaging techniques using empirical relations among the parameters or threshold values obtained from the literature or measured on soil samples.

3D visualization is absolutely necessary for an optimal interpretation of the data. An example of the main situations encountered for the interpretation of Electrical Resistivity Tomography (ERT) is detailed in Fig. 2. The interpretation of the resistivity profiles in Fig. 2A is very limited without the use of additional information located in the direct vicinity (Figure 2B.) By combining different analyses, the degree of freedom in the interpretation is reduced considerably. The interpretation of the internal structure becomes better constrained where stratigraphic and continuous petro-physical borehole logs are available (Sowers and Royster, 1978).

Possible spatial and temporal inconsistencies among interpretive data (cross-sections or stratigraphic logs) have to be controlled and

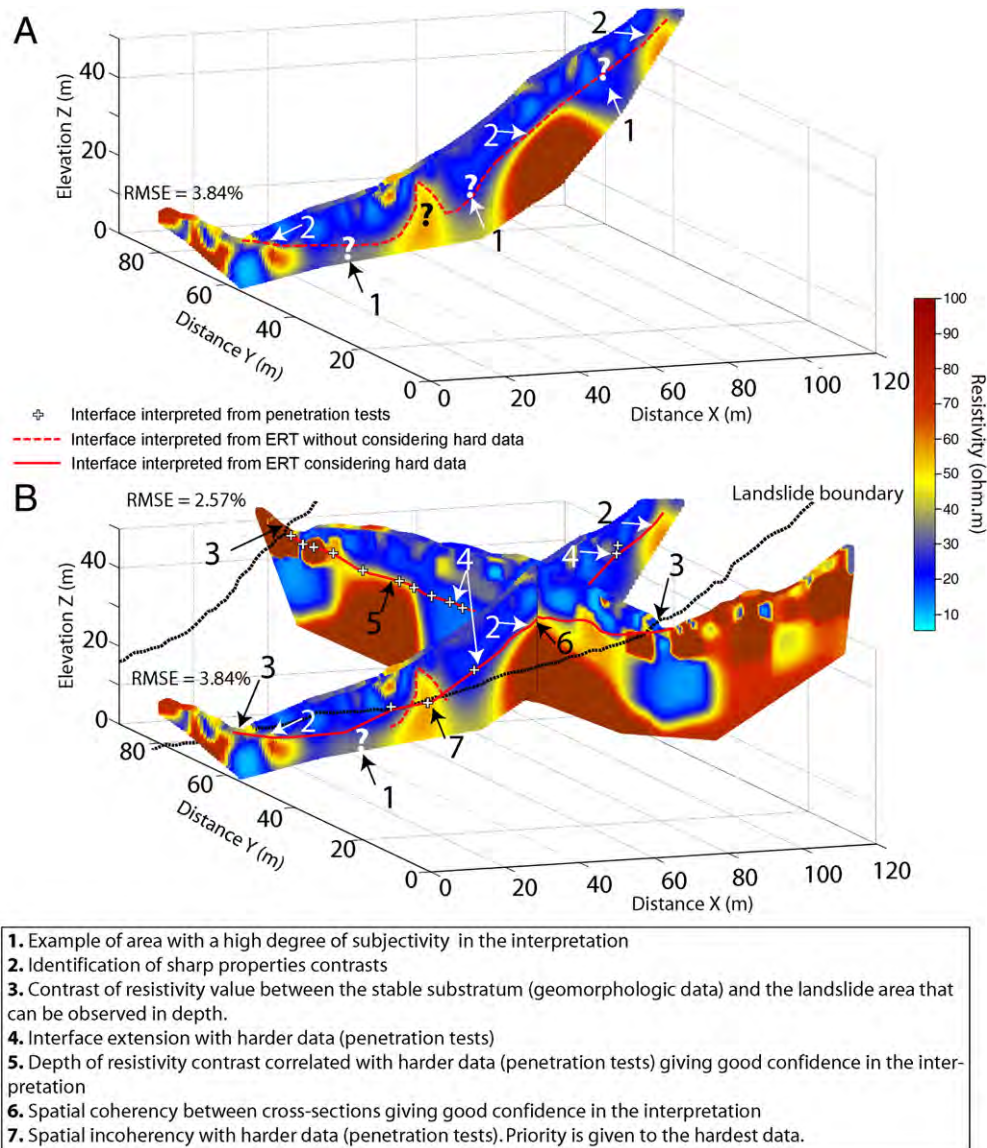


Fig. 2. Example of interpretations of the Electrical Resistivity Tomography (ERT) data. A) Sharp property contrasts in the ERT allow to detect an interface in depth but the interpretation is limited without the use of additional information, B) Integration of all the information available close to the ERT profile displayed in 3D. The interpretation of the interfaces is more constrained. The normalized Root Mean Square Errors (RMSE) are also indicated.

corrected with hard data located in the vicinity of the acquisition using 3D visualization tools. For example, georeferenced maps draped in transparency on a shaded relief is a simple way to control the quality of the georeferenced maps (Caumon et al., 2009). The determination of the level above which inconsistencies become too important depends on the purpose of the geometrical model. If the purpose is to obtain an estimate of the volume of a landslide, a difference in depth determination of ca. 15% among two interpretations is acceptable, at the opposite, such an error can be too much important if the purpose of the model is to design remediation and reinforcement systems based on hydro-mechanical modeling.

Because of the possible non-unique solution of the inversion procedures, petro-physical cross-sections should be analyzed by constraining the inversion computation using a priori knowledge on the sub-surface geometry given by the more reliable interpretations available in the vicinity (Jongmans and Garambois, 2007). The introduction in the inversion procedure of the locations where sharp boundaries of petro-physical parameters are expected helps to considerably reduce the amount of possible solutions, thus leading to a greater consistency with the geological and geotechnical information (Lelièvre et al., 2008). Consequently a higher reliability index can be attributed to inverted models constrained by hard data. However, the petro-physical and geotechnical investigations are often done by different experts (geophysicians, geotechnicians) without a systematic exchange of information. Consequently a major task of the person in charge of the geometrical modeling is to use hard data to

validate petro-physical inversions before incorporating them in the geometrical model.

Temporal inconsistencies (e.g. time-dependent geometrical changes) are more difficult to detect without repetitive data acquisitions and observations at the same location. In theory, the data should be acquired in a time short enough to avoid significant changes in the 3D geometry. In reality, these conditions are hardly ever realized because of temporal, financial and site configuration constraints. Therefore, recent data should have priority on older data. According to the quantity of available data, additional exploration in the field might be necessary.

3.4. Transformation of the information: discretization of the geometry

The extracted geometrical information is not directly useable as input for the 3D geometrical modeling. The different interfaces have to be discretized in data points (X,Y and Z) with a sufficient spatial density to preserve the main morphological details (Kienzle, 2004). This transformation is important as it controls the size of the mesh in the 3D geometrical model (Section 4.3.1).

A reliability index can be attributed to each data point (Section 3.2), and a confidence map can be associated to the geometrical model. This method allows one to set priority for the interpolation to the most reliable input data points. With this procedure, a null value for the reliability index is attributed for the areas unconstrained with data points.

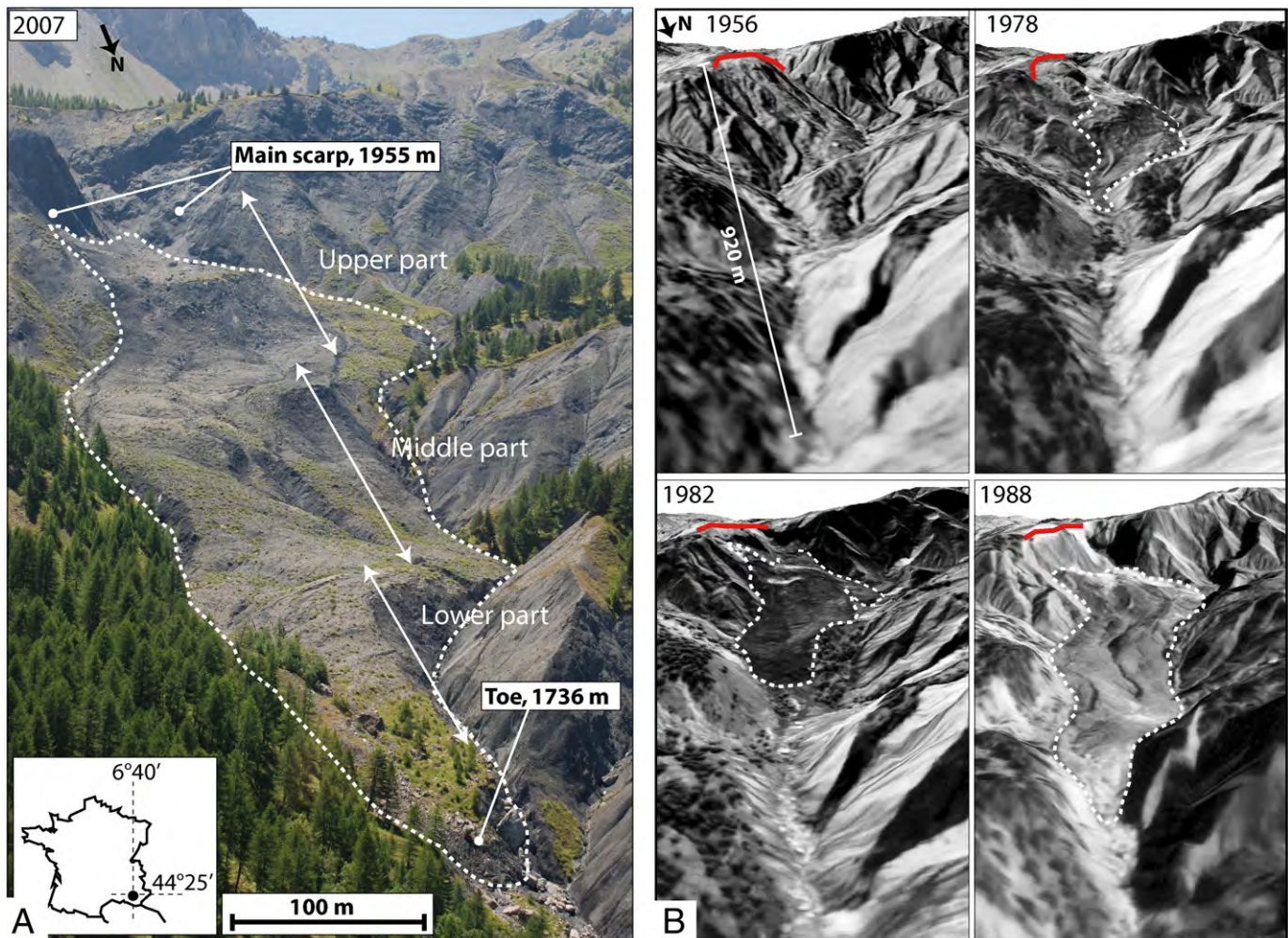


Fig. 3. General setting of the Super-Sauze mudslide. A) View of the mudslide from the North. B) Main evolution stages from the initial failure in the 1960's to the development of the mudslide tongue in 1988. The original torrential channel is progressively covered by the material (adapted from Weber and Herrmann, 2000).

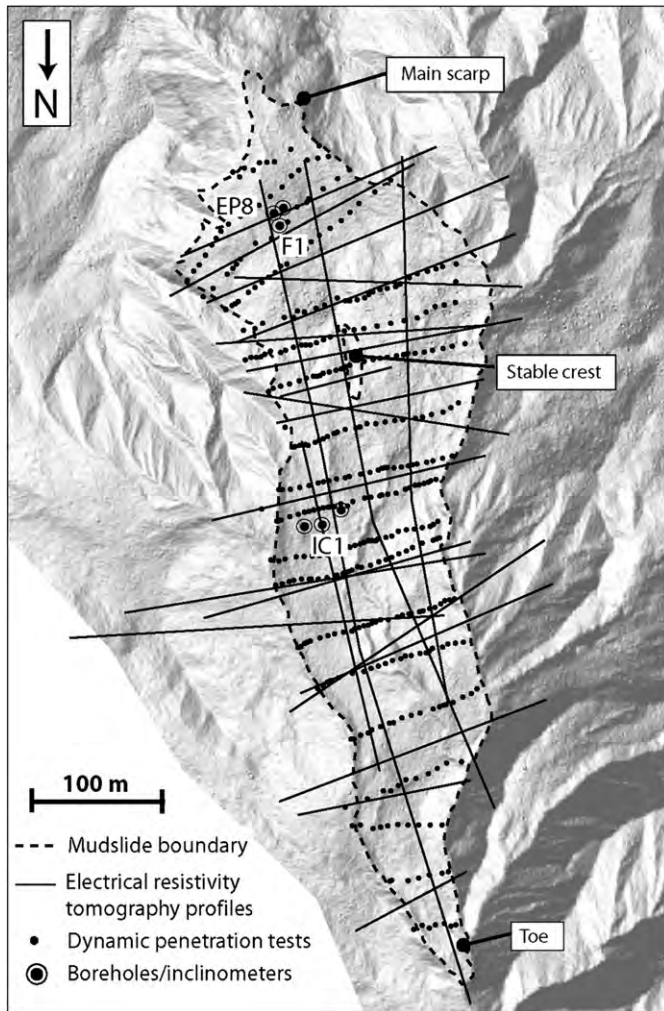


Fig. 4. Location of the geotechnical and geophysical investigations.

4. Application to the Super-Sauze mudslide

The methodology is applied to the Super-Sauze mudslide located in the Callovo-Oxfordian black marls of the Southern French Alps (Alpes-de-Haute-Provence, France). The landscape in which the mudslide has developed is characterized by a badland-type morphology (Figure 3A) with successions of crest and gullies.

Fig. 3B presents the main stages of development of the mudslide. Before the initial failure, the scarp area was affected by a deep seated slope deformation controlled by regional faults. In the 1960s, a succession of shallow plane and wedge failures occurred along some of the crests. The collapsed rocky panels progressively transformed into a silty sandy-matrix integrating marly fragments of heterogeneous sizes through weathering. In the late 1970s, the material started to accumulate downstream in the gullies. From the 1970s until today, the mudslide is gradually covering the talweg of the Sauze torrent with typical range of velocity between 1 to 3 cm d⁻¹ and observed acceleration peaks until 40 cm d⁻¹ in the spring season. In 2003, the total volume was evaluated at a maximum of 700,000 m³ (Malet et al., 2003) based on a geotechnical investigation. In 2007, the mudslide extended over a distance of 920 m between an elevation of 2105 m at the crown and 1736 m at the toe with an average width of 135 m and a average slope of 25°.

Geomorphological, geological, geophysical and geotechnical investigations combined to a multi-parameter monitoring activity are conducted on the site since 1995. These investigations allowed a good identification of the main structures. Some attempts were realized to define the geometry of the landslide integrating the data acquired since then, essentially through 2D cross-sections (Flageollet et al., 2000; Malet, 2003). Starting in 1997, an important amount of geophysical prospecting (ERT, seismic, electro-magnetic; Schmutz et al., 2001; Méric et al., 2007; Grandjean et al., 2007; Schmutz et al., 2009) has been undertaken to extent spatially the information on the 3D geometry (Figure 4). However, some of the petro-physical data acquired during this period could not be integrated because of insufficient or inaccurate information on the positioning. Table 2 summarizes the data used for the 3D geometrical modeling as part of this work.

4.1. Characterization of the geometry and layering

The topography covered by the mudslide is composed of sub-parallel crests and gullies in the accumulation zone. Some of them emerge from the mudslide, whereas others are located a few meters below the ground surface. A three-layer structure with distinct mechanical properties has been proposed to characterize the internal structure. The identification of the layers is based on the information from dynamic penetration tests (395 dynamic penetration tests along 19 cross-sections; Figure 5), in-situ pressiometric and water injection tests, soil sampling and inclinometer measurements. A detailed description of the geomechanical and hydrological characteristics of the layers can be found in Flageollet et al. (2000) and Malet et al. (2003). The vertical layering of the mudslide can be summarized with:

- A surficial unit (C1) with a thickness ranging between 5 to 9 m (cone tip resistance $Q_d < 10$ Mpa, pressiometric modulus $E_M < 15$ MPa). A

Table 2

Data available for the 3D geometrical modelling of the Super-Sauze mudslide.

Data type	Techniques	Quantity	Interfaces identified ^a		Date of acquisition	References
			C1–C2	C2(M)–S		
Kinematic	Inclinometers	3	X	X	1996	Malet, 2003
Geological	Borehole stratigraphic logs	5	X	X	1996	Malet, 2003
Geotechnical	Dynamic penetration tests	396	X	X	1996–2003	Flageollet et al., 2000; Malet, 2003
Geomorphologic	Field observations	–	Ground surface		2007–2009	–
	Aerial orthophotographs	7	Ground surface		1956*–1978*–1982*–1988*–1995*–2007**	*Weber and Herrmann (2000), **Sintegra company
Petro-physical	DEM (1 meter mesh, airborne lidar survey)	1	Ground surface		2007	Sintegra company
	DEM (15 meters mesh, aerial photogrammetry)	5	Ground surface		1956–1978–1982–1988–1995	Weber and Herrmann (2000)
	2D electrical resistivity tomography	26	–	X	2004*–2005*–2006*–2008–2009	*Méric et al., 2007 ; *Grandjean et al., 2007
Others	Interpreted cross-sections	4	X	X	1996	Genet and Malet, 1997; Flageollet et al., 2000

Ground surface: landslide boundary at the surface.

^a X: interface detected. The asterisk symbols link the dates of acquisition to the corresponding reference.

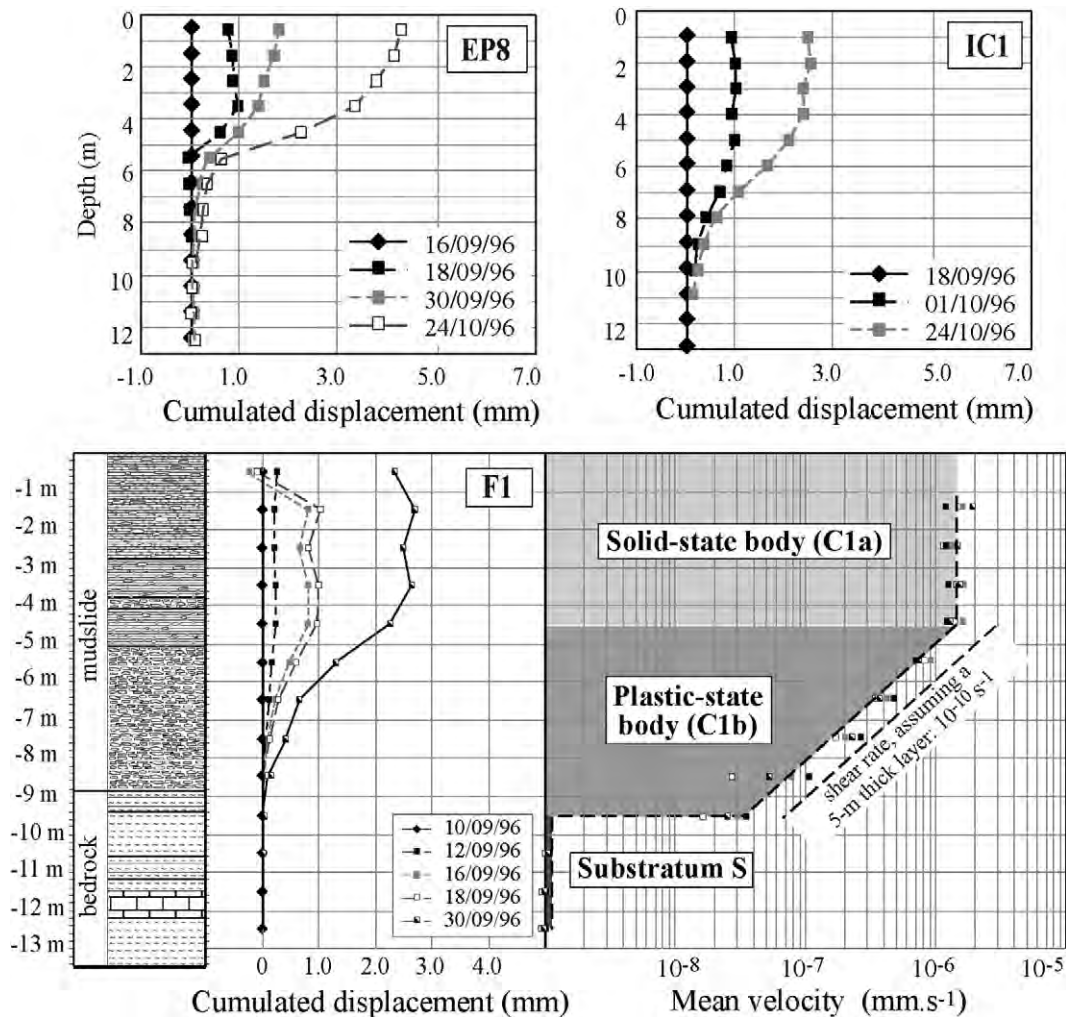


Fig. 5. Internal structure determined from inclinometer measurements and vertical profiles of displacement and velocity at three borehole locations. The borehole F1 is located at the vertical of an in-situ buried crest; at this position the layer C2 is not observed (Malet, 2003).

shear surface is identified at depths between 5 and 8 m. This unit may be sub-divided in two secondary units for hydrogeological analysis; they are not distinguished in this study.

- A deep unit (C2) with a thickness ranging between 5 to 10 m. According to inclinometer measurements, pressiometric tests ($E_M > 15$ MPa, pressure limit $P_l > 4$ MPa) and water injection tests ($K < 10^{-8}$ m s⁻¹), this unit is considered as very compact and impermeable. Inclinometer measurements showed that this unit is characterized by very low to even null displacement. It is associated to a “dead body” as observed at the Slumgullion earthflow (Varnes et al., 1996) and at the La Valette mudslide (Colas and Locat, 1993). In addition, the ancient torrent channel can be partially filled by significant thicknesses (several meters) of moraine deposits (M) before the occurrence of the landslide event (Weber and Herrmann, 2000).
- The stable substratum (S) composed of intact black marls ($Q_d > 20$ MPa).

26 ERT investigations were undertaken between 2004 and 2009 to spatially extend the punctual geotechnical and geological data (Schmutz et al., 2001; Grandjean et al., 2007; Méric et al., 2007) (Figure 6). Although the interface between C1 and C2 could not be detected, a significant contrast of resistivity can be observed between C2 ($< 50 \Omega$ m) and S ($> 50 \Omega$ m). The penetration test data (interpreted in terms of altitudinal position of the interface C2-S) located in at a distance of less than 5 m

from the ERT lines are orthogonally projected on the profiles for validation (Figure 6):

- In the lower and middle parts of the mudslide, the C2-S interface interpreted from the penetration test data are in very good agreement with the C2-S interface interpreted from the ERT. This validates both the geophysical interpretations and the georeferencing of the ERT profiles. In addition, the correlation indicates that no significant change of the C2-S interface occurred between 1996 and 2008, thus reducing possible errors in the 3D geometrical model due to temporal inconsistencies.
- In the upper part of the mudslide, the correlation between the C2-S interface interpreted from ERT and from the penetration test data is more difficult to establish. Penetration tests were often affected by pseudo-blockages due to the higher frequency of blocks of moraine and panels of marls (Flageollet et al., 2000) limiting thus the investigation depth. In addition the sub-surface geometry seems more complex than in the middle and lower parts of the mudslide. Several crests observed in the orthophotograph of 1956 and buried by the mudslide are still present (Figure 7A).

Because the V-shape of the torrential valley is neither very well identified in the ERT profiles nor in the dynamic penetration tests in the middle part of the mudslide, ancient moraine formation and torrential deposits are highly suspected to have filled the torrent

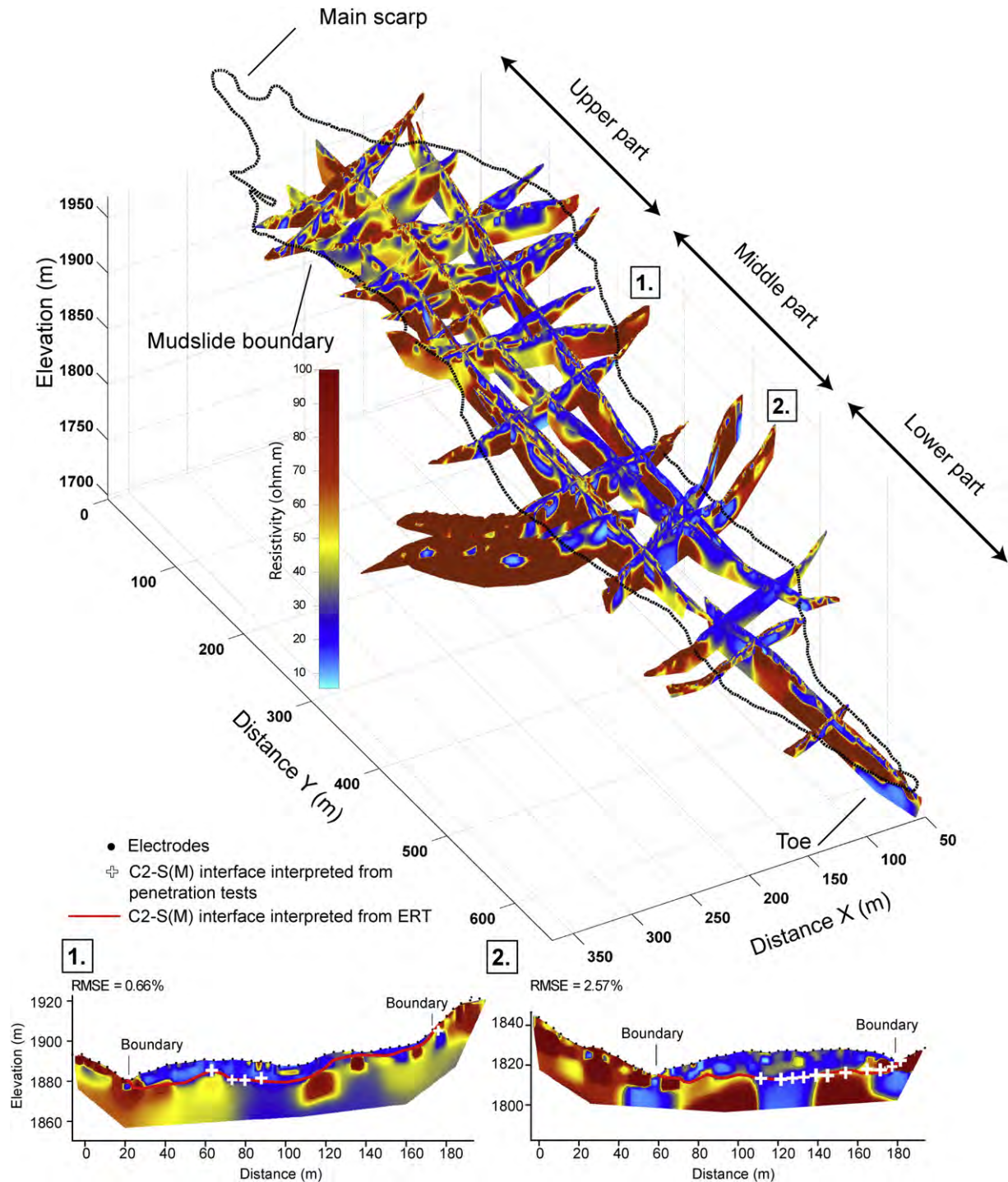


Fig. 6. Resistivity model of the mudslide. The Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles were acquired using Wenner and Wenner-Schlumberger arrays. The substratum depth identified is validated by projecting the information from the geotechnical penetration tests data on the ERT profiles. The normalized Root Mean Square Errors (RMSE) are also indicated.

valley in this area. The DEM of 1956 is therefore introduced in the 3D geometrical model to represent the contact between the moraine formation (M) and the substratum (S). The top of the moraine formation is called C2-(M)S, because in the other parts of the mudslide C2 is directly in contact with the substratum (S) without the presence of moraine. Therefore “(M)” means that intercalation of moraine deposit between C2 and S is possible. Similarly, the bottom of the moraine formation is called C2(M)-S. Where no moraine deposit is observed, the bottom of the mudslide is the contact C2-S.

4.2. Discretization of the geometry

As detailed in Section 3.3, the 3D coordinates of the data points are extracted from the georeferenced cross-sections and the landslide limits in such manner that the sub-surface topography is fully preserved. In addition, when a crest is identified both in the ERT data and on the orthophotograph of 1956, extra data points are added to constrain the interpolation of the 3D geometrical model (Figure 7A, B).

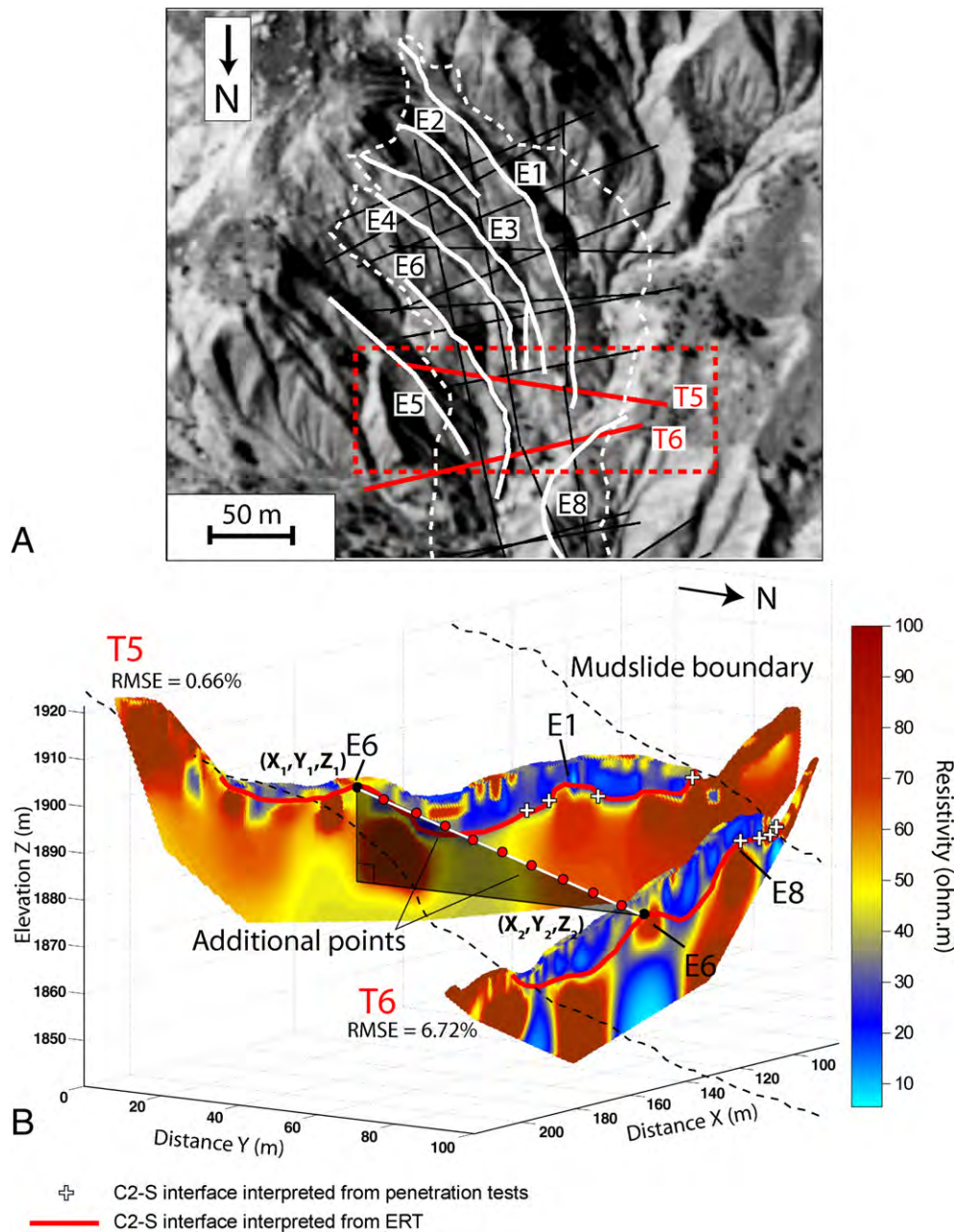


Fig. 7. Example of introduction of additional data points to constrain the 3D geometrical model. A) Main in-situ crests identified on an ortho-photography before the landslide event in 1956 and location of two Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles (T5, T6) crossing a series of crests. B) Detection of the in-situ crests in the resistivity model: the in-situ crest E6 is identified in the profiles T5 and T6. Extra data points are added along the profiles in order to integrate the spatial extent of the crests in the 3D geometrical model.

For the interface C1–C2, 1160 data points are available and are distributed mainly along profiles within a surface of 87.200 m². For the interface C2–(M)S, 3085 data points are available. In all cases, the

mean sampling distance is about 3 m. Table 3 presents the reliability index attributed to each data point; the highest reliability index for each mesh of the model is presented in Fig. 8.

Table 3
Quantity and reliability index associated to the data points.

Data points	Kinematic	Geological	Geotechnical	Geomorphological (mudslide boundary)	Petro-physical	Already interpreted cross-section	Extra data points ^a	All data points
Interface unit	C1–C2							
Number of data points	3	–	336	726	–	95	–	1160
Reliability index	4	–	3	4	–	1	–	–
Interface unit	C2–(M)S							
Number of data points	3	5	336	726	955	95	965	3085
Reliability index	4	4	3	4	2	1	2	–

^a Additional data points at the crest locations of Fig. 7.

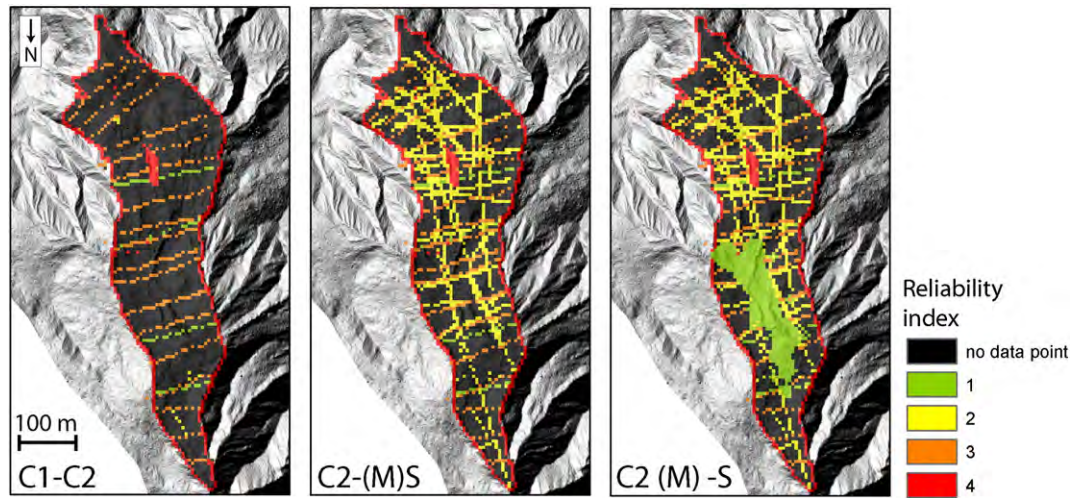


Fig. 8. Reliability index for the three interfaces. The area where the DEM of 1956 has been added is characterized with a reliability index of 1 (in green color). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web of this article.)

4.3. Interpolation of the 3D geometrical model

The geostatistical modeling packages *RockWork*® (Rockworks, 2004) and *Surfer*® v 8.01 (Golden software, 2002) were used to reconstruct the 3D geometrical model. The interactive graphical display window of *RockWork*® (*Rockplot3D*) is used for the 3D visualization. Among topographic interpolation algorithms, kriging yields usually better

estimation of elevation than neighborhood approaches (Zimmerman et al., 1999) though these latter are sometimes more accurate (Declercq, 1996; Aguilar et al., 2005). These studies show that there is no fully objective rule for selecting an appropriate interpolation algorithm as it strongly depends on the characteristics of the surface being modeled, on the distribution of input data points and on data accuracy (Arnaud and Emery, 2000; Aguilar et al., 2005; Chaplot et al., 2006; Fisher and Tate,

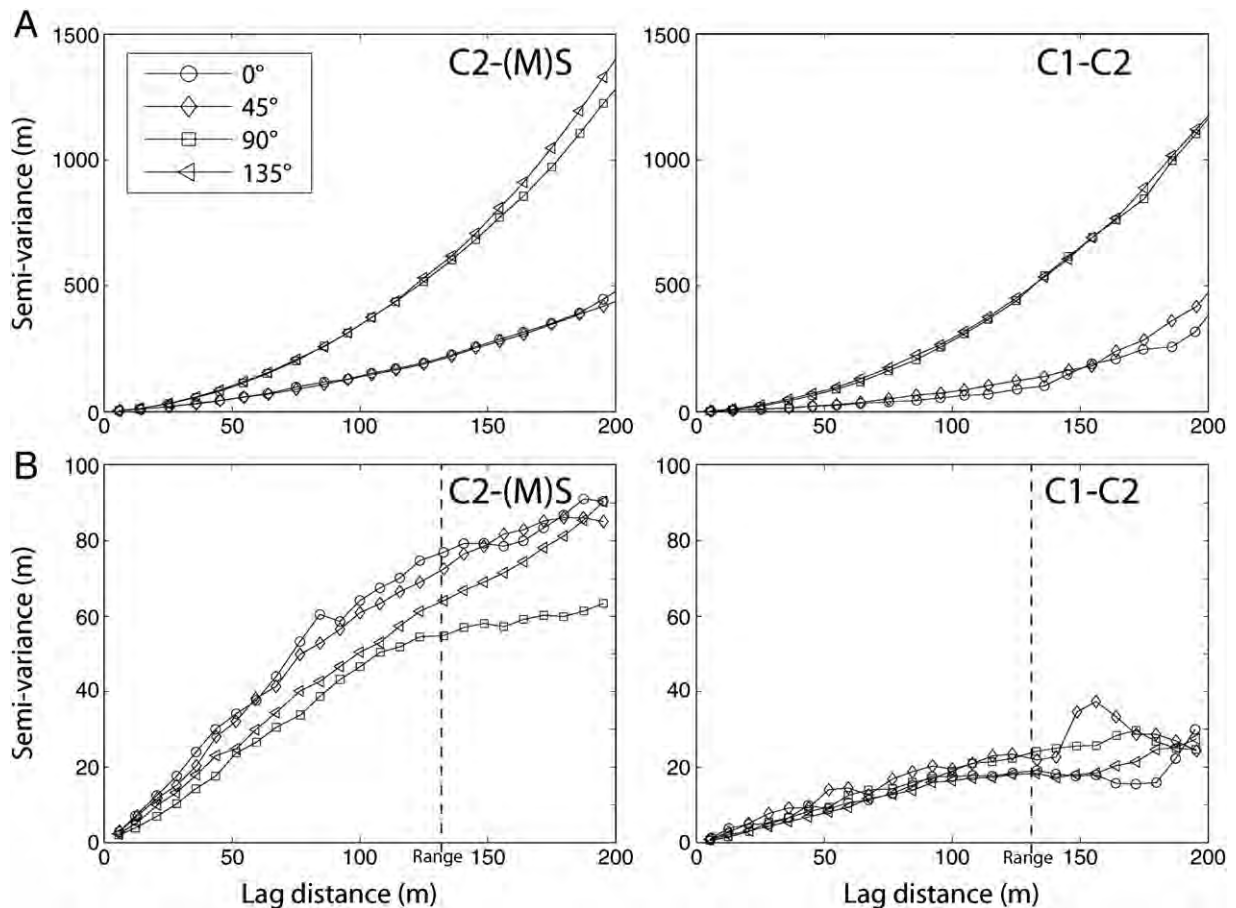


Fig. 9. Experimental semi-variograms of the input point data of the internal interfaces C2-(M)S and C1-C2. A) Semi-variograms used for Ordinary Kriging (OK) without detrend and with the application of a power law model without nugget; B) Semi-variograms of the residuals used for Universal Kriging after a planar detrend and the application of a linear model without nugget with a range of about 130 m.

2006; Kalenchuk et al., 2009). Furthermore, the creation of several geometrical models from the same set of input data (Caumon, 2010) and their further filtering through quality and validation methods (Maerten and Maerten, 2006; Moretti, 2008) is strongly recommended.

In this work, four interpolation algorithms commonly used in geomorphological researches are tested: Triangular Irregular Network (TIN; Jordan, 2006), Inverse Distance with a weighting factor n of 4 (IDW; Erdogan, 2009), Ordinary Kriging (OK; Zimmerman et al., 1999; Marinoni, 2003) and Universal Kriging (UK; Zimmerman et al., 1999; Gundogdu and Guney, 2007).

TIN uses an optimal and fast Delaunay triangulation procedure in order to satisfy the requirement that a circle drawn through the three nodes of a triangle will contain no other node (Lee and Schachter, 1980). IDW estimates elevations at unknown location using the distance and values to nearby known data points, based on the assumption that each data point influences the resulting surface up to a finite distance (Chaplot et al., 2006). The weight given to the influence of nearby known data point is inversely proportional to a power ($n=4$) of the distance. Kriging interpolation techniques take into account the stochastic dependence among data points (which may be the result of a geological process such as sedimentation; Burgess et al., 1981; Marinoni, 2003). OK is the simplest algorithm of kriging in which the input elevation data are assumed to be stationary, without any drift. UK is a variant of OK and is applied where input data points contain a local trend. A structural analysis of the spatial correlation (e.g. semi-variograms) among the input data points carried out before the interpolation (Marinoni, 2003). The TIN and IDW grids are computed in RockWork®; the OK and UK grids are computed in Surfer®.

4.3.1. Analysis of the spatial structure of the data points

The structure of the input data points of the interfaces C1–C2 and C2–(M)S is assessed using semi-variograms for the directions 0°, 45°, 90° and 135° relative to the sliding direction of the mudslide (Figure 9A, B). Fig. 9A shows the experimental semi-variograms introduced in OK for both interfaces. An important spatial structure and a marked anisotropy due to the terrain slope are observed. The unbounded semi-variograms (no range) indicate non-stationary data that can be modeled with a power semi-variogram without nugget. Because of the presence of a trend in the data points caused by the terrain slope, UK interpolation may be more accurate (Royle et al., 1981). After removing the trend with a planar regression, the semi-variograms are computed on the residual between the trend and the elevation values of the data points (Figure 9B). The experimental semi-variograms can be modeled with a linear relationship without nugget with a range of about 130 m. The presence of a range (distance at which elevation data become uncorrelated) indicates that the data stationarity assumption is respected (Bancroft and Hobbs, 1986).

4.3.2. Determination of the optimal cell size of the geometrical model

Different methods are available to determine the optimal grid resolution (Hengl, 2006). In this work, the choice of the resolution is based on the Nyquist-Shannon sampling theorem for signal processing (Shannon, 1949) which states that a continuous function can be fully reproduced if sampling frequency is two times the original frequency. From a geomorphological point of view, the mesh size should at least correspond to the average spacing between inflection points of the terrain (e.g. locations where the curvature or the slope of the terrain changes sign). The principle is explained in detail in Hengl (2006). In this work, the problem is simplified in one dimension with the following relationship (Eq. (1)):

$$r \leq \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \Delta x_i \quad (1)$$

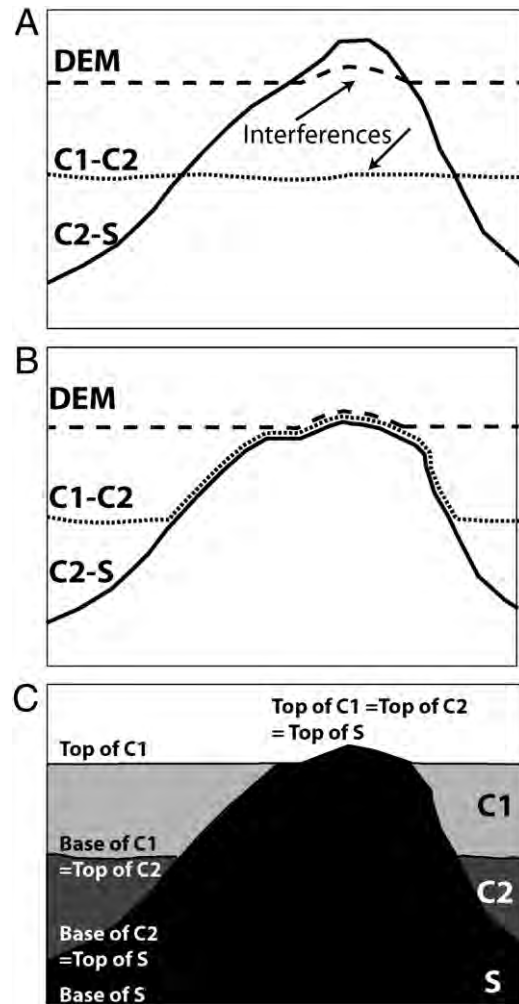


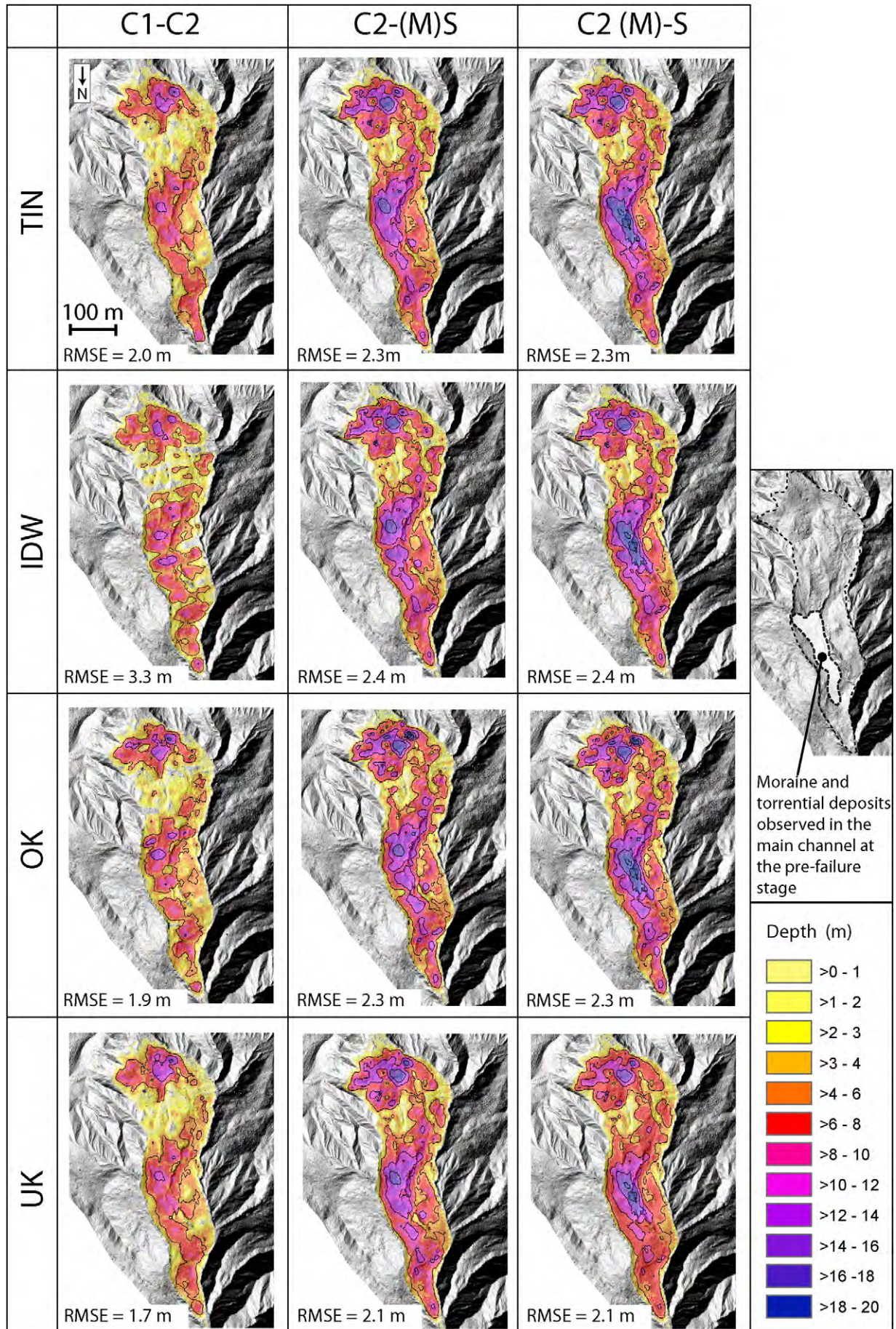
Fig. 10. 3D stratigraphic rules used for the interpolation in Surfer to avoid interferences among the internal layers. A) Interferences of the C1–C2 interface with the C2–S interface. B) Application of the stratigraphic rules. In order to stop the C1–C2 interface, the elevation values are set equal to those of the C2–S interface. The same method is applied for all the interfaces crossing the ground topography; C) Output representation of the interfaces for the 3D visualization in Rockplot3D.

where r is the maximal theoretical mesh size and n is the number of Δx (distance between two inflection points).

Data points extracted from the interpretation of continuous imaging (e.g. ERT) or dense geotechnical investigation along profiles showing major variations in elevation are used to define the cell size. A n -order polynomial continuous function is fitted on the data point to model the sub-surface topography interpreted in each cross-section. The sub-surface inflection points are then automatically localized for each position where the first and second derivatives of the function equal to zero.

Because the determination of r is computed along transversal cross-sections, r does not take into account the density and the spatial distribution of the data points which are important parameters in the choice of the cell size (Bishop and McBratney, 2001; Aguilar et al., 2005; Fisher and Tate, 2006). If the cell size is too small, artificial surface roughness can be created in areas insufficiently constraint by the data points (Bishop and McBratney, 2001; Hengl, 2006). Therefore the influence of the cell size r on the geometrical model has to be controlled by 3D visualization.

Fig. 11. Maps of the internal interface C2–S interpolated with different algorithms (TIN: Triangular Irregular Network; IDW: Inverse Distance; OK: Ordinary Kriging; UK: Universal Kriging) with a mesh grid of 5 m. The depth relative to the ground surface given by the airborne LIDAR DEM is presented. The location where moraine and torrential deposits are observed between the layers C2 and S is also indicated.



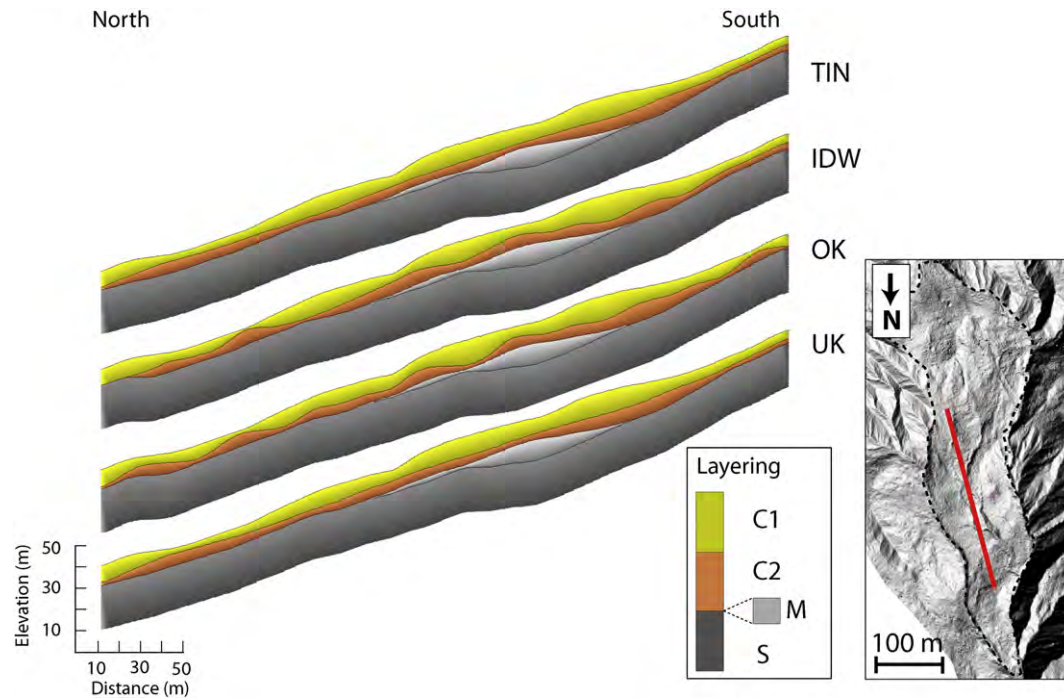


Fig. 12. Analysis of the 3D geometrical model through visualization. Cross-sections in the 3D geometrical models pointing out the undulating C1–C2 interface produced by IDW and OK (see Figure 11 for the acronyms of the interpolation algorithms). The location of the cross-section is also indicated.

In the case of the Super-Sauze mudslide, the C2–(M)S interface in the transversal ERT profiles (Figure 6) is used to determine the cell size because this interface presents the greatest variations in elevation. For a better representation of the sub-surface morphological features, the median value of the distance between crests and gullies (10.2 m) determined in the cross-sections is chosen; it corresponds to a maximal grid resolution of about 5 m. Because the mean spacing between the transversal cross-sections in the North direction is about 23 m, the grid resolution of 5 m is not refined.

4.3.3. Stratigraphic rules for the 3D geometrical modelling

Each unit within the landslide is delimited by a top and a base interface that have to be compliant with the data points. However to obtain a geometrical model in agreement with the geological information, this condition is not sufficient, and stratigraphic rules are defined to avoid interferences between interfaces (Mallet, 2004; Caumon et al., 2009; Figure 10). In the case of the Super-Sauze mudslide, the following rules are applied:

- The layer interfaces cannot rise above the ground topography;
- The top interface and the base interface of an internal unit cannot intersect each other;
- The internal units within the landslide cannot cross the stable substratum.

These rules are automatically managed by the 3D stratigraphic module of *RockWork*® by setting a relative stratigraphic chronology to each unit of the model. This is not the case in *Surfer*® where each interface is interpolated individually. Therefore a post-processing is necessary on the surfaces created with *Surfer*® to correct the incoherencies as is illustrated in Fig. 10. A moving average filter is applied on the gridded surfaces to reduce the influences of small-scale variability between neighboring data points. Finally, the output of each unit is expressed in a top and a base interface for 3D visualization in *Rockplot3D*.

4.3.4. Criteria used to select the best geometrical model

The accuracy of gridded surfaces can be evaluated through quantitative and qualitative indicators; in this work the model has to satisfy two conditions:

- The gridded surface should present a low value of Root Mean Square Error (RMSE; Erdogan, 2009; Eq. 2):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i^{\text{model}} - Z_i^{\text{true}})^2} \quad (2)$$

where n is the total number of data points, Z^{model} is the elevation predicted by the model and Z^{true} is the elevation of the withheld data set.

In order to compute the RMSE, a subset of data points with a high degree of reliability is withheld from the interpolation by applying a random split-sample method (Declercq, 1996). A sample of sixty dynamic penetration tests data (of both interfaces) is therefore not introduced in the interpolation.

- The gridded surface does not have to present strongly undulated features and local depressions or abrupt elevation changes. The historical development of the mudslide provides information on the sequence of organization of the layers (Figure 3B). Since the mudslide is progressively burying an ancient torrential stream, a layering approximately parallel to the slope gradient is expected rather than a strongly undulated geometry which is often an artefact of the interpolation (Malet, 2003). 3D visualization is used to determine the location of unrealistic morphological features (Aguilar et al., 2005; Fisher and Tate, 2006).

4.4. Results of the 3D geometrical modeling

4.4.1. Identification of the best geometrical model

Fig. 11 presents the thickness maps (e.g. depth with reference to the ground surface) of all gridded interfaces and the respective RMSE value. A small range of RMSE values (1.7 to 3.3 m) is calculated. The

UK algorithm presents the lowest values. However the RMSE is not sufficient to evaluate the quality of the geometrical models because it depends on the spatial distribution of the subset of data used for the calculation. Furthermore, the RMSE is based on the assumption that errors are random and normally distributed around the true value which is not always guaranteed (Desmet, 1997). Therefore qualitative comparison through visualization is also used to evaluate the quality.

The 3D visualization of the different surfaces indicates that IDW and OK tend to produce undulated interfaces in areas unconstrained by data points (Figure 12); TIN and UK provide more regular geometries. As no strong undulations are observed in the C2–(M)S interface with the UK interpolation method and because it presents the lowest RMSE, these gridded surfaces are considered as the more suitable (Figure 13). Table 4 presents the statistics of thickness for each layer with an estimation of the associated volumes.

4.4.2. Quality of the best geometrical model

The quality evaluation of geological reservoirs (e.g. water, gas, oil) is systematically evaluated by quantitative approaches such as line and surface balancing or gravity modeling (Martelet et al., 2004; Moretti, 2008). In this work, the quality control of the selected geometrical model is based on (i) the comparison of computed volumes with previous estimations, (ii) the coherence among the model geometry and the observed kinematics of the landslide, and (iii) the reliability of the location of the drainage networks (Chaplot et al., 2006).

- (i) The volume of the mudslide estimated with the 3D geometrical model is of ca. 560,000 m³ which is in the range of the first

Table 4

Estimated thickness and volume of the internal layers.

	Mean (m)	Standard deviation (m)	Min (m)	Max (m)	Volume (m ³)
C1	5.4	2.6	0.0	16.4	374,800
C2	3.3	1.8	0.0	9.8	185,600
Total mudslide	7.5	3.6	0.0	19.9	560,400
Moraine deposits M (in the main channel at the pre-failure stage)	3.4	3.0	0.0	8.0	35,600

approximation of about 700,000 m³ based on 2D cross-section analysis (Malet et al., 2003; Table 4). About 66% of the total volume corresponds to the most active unit C1.

- (ii) The global trend of the geometry is particularly well reproduced in the vicinity of the emerged crest E3 and of the buried crest E8 which control part of the deformation mechanism (Figure 13; Flageollet et al., 2000; Malet et al., 2002). In the upper part of the mudslide, the moving-mass material is deviated by the crest E3 in two parts. On the Western part of E3, the material is transported in a large channel of ca. 6 m deep and 30 m in width. In this channel, high displacement rates (several centimeters per day) are observed because of the concentration of water fluxes and the development of high pore water pressures. In the middle part of the mudslide, the crest E8 is an obstacle to the transport of material downstream;

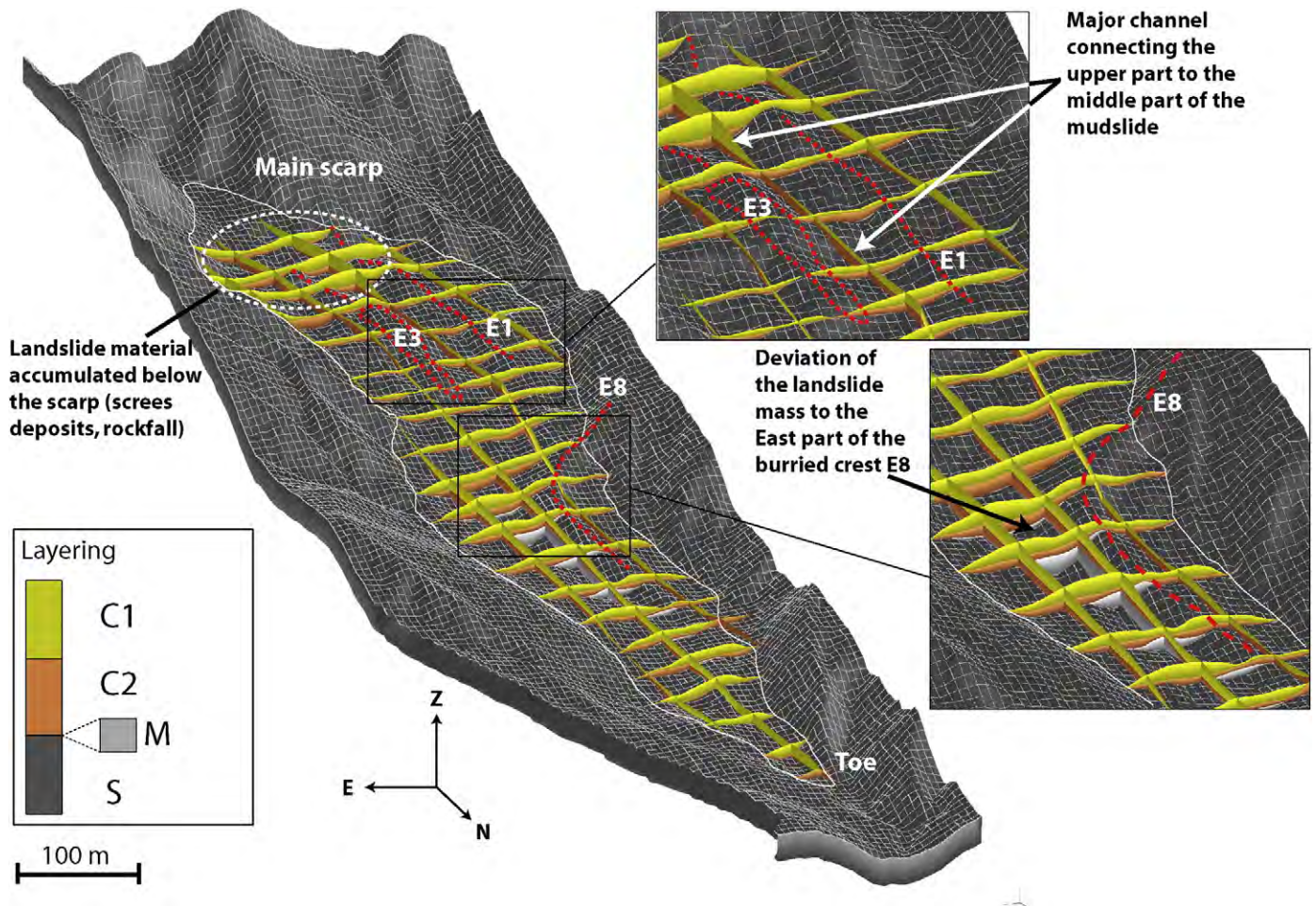


Fig. 13. 3D geometrical model of the Super Sauze mudslide interpolated with Universal Kriging (UK) and illustrated through stratigraphic cross-sections. The geometry of the most important crests controlling the dynamic of the mudslide (emerged crest E3, buried crests E1 and E8) is well reproduced.

consequently, the material accumulate on the Eastern part of E8 where the highest thickness (ca. 20 m) is observed.

- (iii) The position of the drainage networks in the gridded surfaces of the C2(M)-S interface is in agreement with the position observed on the photogrammetric DEM of 1956 and the ortho-photographs of 1956 before the failure (Figure 14; Weber and Herrmann, 2000).

5. Discussion

The proposed methodology illustrates that many steps are necessary to construct sound and reliable landslide 3D geometrical models by integrating highly heterogeneous multi-source data. For the Super-Sauze mudslide, the data were irregularly distributed along profiles. Such data point distributions are common in the case of petro-physical investigation techniques. In order to evaluate the sensitivity of the 3D geometrical model to data point spacing, some data points of the interface C2-S(M) were not introduced to obtain a more spatially homogenous (4.10^{-3} pts m^{-2}) but less dense distribution (Figure 15). UK was applied to interpolate a new C2-S(M) interface that is compared with the C2-S(M) interface interpolated by introducing all the available data points. The main differences are obviously located in the upper part of the mudslide where the topography is the most complex. The crest locations in this area cannot be correctly modeled because the sub-surface topography is undersampled. In the middle and the lower parts of the mudslide, the differences are less important because the sub-surface topography is simpler. However, without an a priori conceptual model, it is difficult to determine the optimal spatial distribution of measurements and define an investigation planning without the risk of undersampling significant sub-surface features.

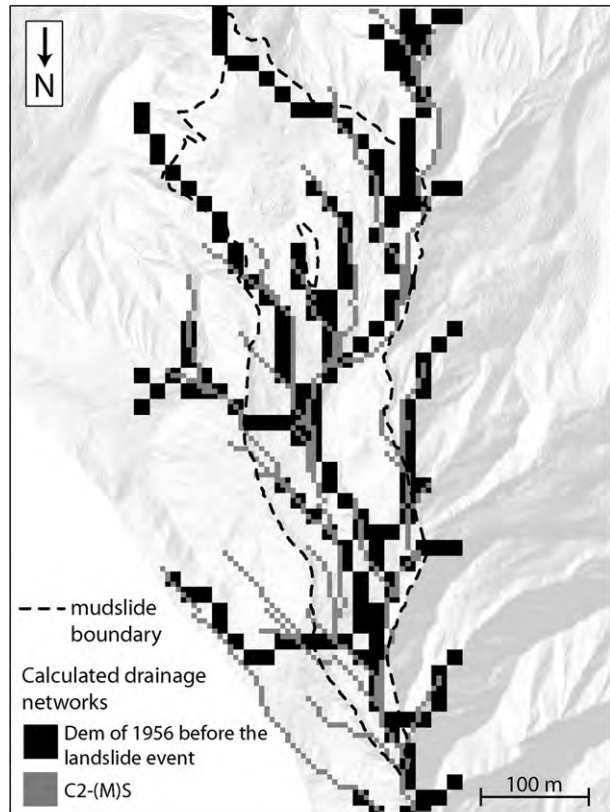


Fig. 14. Comparison of the location of the drainage networks identified on the interpolated C2-(M)S interface and on the interpretation of the 1956 ortho-photograph and DEM.

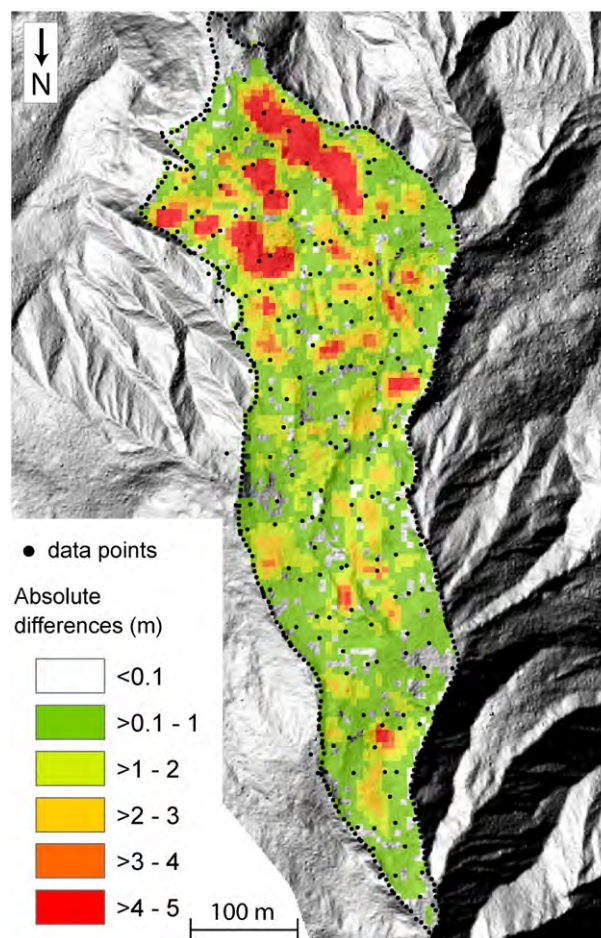


Fig. 15. Absolute difference between the C2(M)-S interface and a the interpolated C2 (M)-S interface (Universal Kriging algorithm) with homogeneously distributed input data points.

Spatially distributed techniques like geophysics are very efficient for preliminary field investigations because they can provide a continuous imaging of the subsurface. However, the tomographies produced by geophysical inversion generally display a smooth image of the sub-surface. The sharp geometry of the crests can hardly be reproduced. An example is detailed in Fig. 16. A cross-section obtained from the gridded surfaces is compared with an “expert” cross-section generated using the same input data (Flageollet et al., 2000). The right part of the cross-sections of the model is consistent with the “expert” interpretation. However, the left part is not constrained by data located on the profile and the gridded surfaces are interpolated from adjacent ERT profiles. The sub-surface appears excessively smoothed compared to the reality. In such conditions or if no data are available in a specific area, it is necessary to force the model to produce realistic results by adding data points coming from expert knowledge. A lower reliability index of the gridded surface has however to be attributed in this case.

The dynamics of a mudslide can significantly affect the accuracy of the geometrical model when sub-surface exploration is planned over long periods. In the case of the Super-Sauze mudslide, the position and the local geometry of the interface between the nearly stable layer C2 (“dead body”) and the stable substratum are not varying over the period 1996–2009 (Section 4.1). However this statement cannot be ensured for the interface C1–C2 investigated over the period 1996–1999 through geotechnical investigation. In contrast to landslides that behave as more or less rigid bodies, mudslides can display complex deformation pattern similar to those of viscous fluids. In periods of

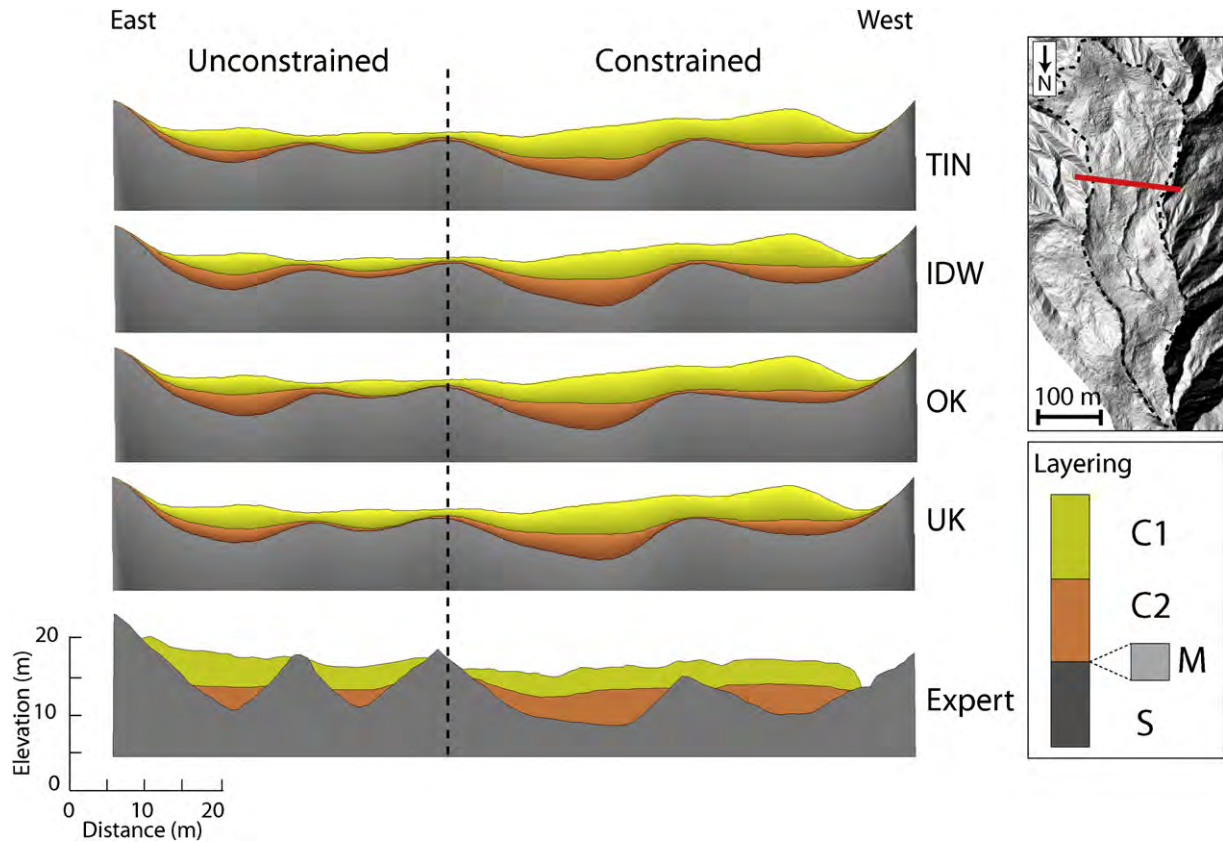


Fig. 16. Comparisons of cross-sections extracted from the 3D geometrical model (TIN, IDW, OK and UK interpolation algorithms) with a reference ground topography of 2007, and an "expert" cross-section interpretation with the ground topography of 1996 (adapted from Flageollet et al., 2000). The Western side of the cross-sections is well constrained by the input data points while the Eastern side is not constrained. The location of the cross-section is also indicated.

high displacement rates, the deformation of the entire layer C1 can be predominant to the deformation concentrated at shear zones in depth (Picarelli et al., 2005). Therefore it is likely that the position and the local geometry of the interface C1–C2 can change in time. It is worth mentioning that a more accurate geometrical model would require additional field investigation at very high resolution at shallow depths to better identify the location of this interface.

6. Conclusion

A methodology to extract useful information on the geometry and layering of landslides from heterogeneous data sources and to integrate the information in a 3D geometrical model is presented. Data georeferencing and re-interpretation are the most important steps in the workflow. Although these processing steps are relatively simple in theory, they are absolutely necessary to detect inconsistencies among multi-source data. A simple approach is proposed to evaluate the quality of the data through a reliability index. The Nyquist-Shannon theory is used to determine the optimal cell size for the interpolation of the gridded surface from the original data points. Using simple stratigraphic rules, 3D modeling based on 2D gridding processes is sufficient to model the geometry of landslides characterized by continuous and sub-parallel layering.

The methodology is applied to the Super-Sauze mudslide for which an extensive dataset of geophysical, geotechnical and geomorphological observations is available. The 3D geometrical model allows one to estimate the volume of the moving mass to 560,000 m³. Several controls of quality have been carried out in order to ensure that the 3D geometrical model is suitable for further detailed hydro-mechanical modeling. The information on the sub-surface geometry is derived mostly from indirect data (ERT) which provide a relatively smooth

imaging of the sub-surface combined to direct data coming from geotechnical tests.

A future challenge to improve the proposed methodology relies on coupling of 3D Geographic Information Systems (data storage and management) with 3D geometrical modeling packages (Apel, 2006; Kaufmann and Martin, 2008; Jones et al., 2009). The data can be structured and stored according to their major characteristics (e.g. nature, reliability index, date of acquisition, positioning) allowing a quick re-interpretation and an easier upgrading of the 3D geometrical model. Depending on the quantity of data available, the development of 4D geometrical models (with time) would then be possible. However, quality control remains absolutely necessary. For example, volume balancing can be a way to control the quality of the geometrical models by comparing the total amount of material failed in the ablation zone to the volume of material stored in the accumulation zone (considering a swelling factor due to the increase of porosity of the mobilized material). The development of statistical methods to better quantify the uncertainty of the geometrical models is also necessary.

Acknowledgements

This work was supported by the European Commission under the Marie Curie Contract 'Mountain Risks: from prediction to management and governance' (MCRTN-035798). All reference and monitoring data are freely available on the OMIV (French Observatory of Landslides) website: <http://eost.u-strasbg.fr/omiv/>. The authors would like to acknowledge Julien Ponton (University of Strasbourg) for his support to the acquisition of the electrical resistivity tomography in the field. The authors are also grateful to Peter Bobrowsky and Thom Bogaard for their suggestions which were very helpful to improve the manuscript.

References

- Aguilar, F.J., Agüera, F., Aguilar, M.A., Carvajal, F., 2005. Effects of terrain morphology, sampling density and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 71 (7), 805–816.
- Angeli, M.C., Pasuto, A., Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology* 55, 133–147.
- Apel, M., 2006. From 3D geomodelling systems towards 3D geoscience information systems: data model, query functionality and data management. *Computer & Geosciences* 32, 222–229.
- Arnaud, M., Emery, X., 2000. In: Hermès (Ed.), *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. 216 pp.
- Bancroft, B.A., Hobbs, G.R., 1986. Distribution of kriging error and stationarity of the variogram in a coal property. *Mathematical Geology* 18 (7), 635–652.
- Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Bunrs, R., 2004. Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides* 1 (1), 29–40.
- Bishop, T., McBratney, A., 2001. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps. *Geoderma* 103 (1–2), 149–160.
- Brunsdon, D., 1999. Some geomorphological considerations for the future development of landslides models. *Geomorphology* 30, 13–24.
- Burgess, T.M., Webster, R., McBratney, A.B., 1981. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties: sampling strategy. *Journal of Soil Science* 32, 643–659.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., Allemand, P., 2003. Seventeen years of the La Clapière landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering Geology* 68, 123–139.
- Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Carlier, Le, de Veslud, C., Sausse, J., Visuer, S., 2009. Teacher's aide: 3D modeling of geological structures. *Mathematical Geosciences* 41 (9), 927–945.
- Caumon, G., 2010. Towards stochastic time-varying geological modeling. *Mathematical Geosciences* 42, 555–569.
- Chaplot, V., Darboux, F., Bourennane, H., Leguédais, S., Silvera, N., Phachomphon, K., 2006. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology* 77, 126–141.
- Clarke, S.M., 2004. Confidence in geological interpretation. A methodology for evaluating uncertainty in common two and three-dimensional representations of sub-surface geology. *British Geological Survey Internal Report, IR/04/164*. 29 pp.
- Colas, G., Locat, J., 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes-de-Haute-Provence: présentation générale et modélisation de la coulée. *Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées* 187, 19–28.
- Cornforth, D.H., 2005. *Landslides in practice: investigation, analysis and remedial/preventative options in soils*. Wiley, USA. 624 pp.
- Crozier, M.J., 2010. Landslide geomorphology: an argument for recognition, with examples from New Zealand. *Geomorphology* 120 (1–2), 3–15.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides-investigations and mitigation*. : Transportation Research, 247. National Academy of Sciences, Washington D.C., pp. 36–75. Board Special Report.
- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., Varel, E., 2007. Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de Société Géologique de France* 178 (2), 89–100.
- Declercq, F., 1996. Interpolation methods for scattered sample data: accuracy, spatial patterns, processing time. *Cartography and Geographical Information Systems* 23 (3), 128–144.
- Desmet, P.J.J., 1997. Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 563–580.
- Erdogan, S., 2009. A comparison of interpolation methods for producing digital elevation models at the fields scale. *Earth Surface Processes Landforms* 34, 366–376.
- Evans, R., 2003. Current themes, issues and challenges concerning the prediction of sub-surface conditions. In: Rosenbaum, M.S., Turner, A.K. (Eds.), *New paradigms in sub-surface prediction: characterization of the shallow subsurface: implications for urban infrastructure and environmental assessment*. Springer, Düsseldorf, pp. 359–378.
- Fisher, P.F., Tate, N.J., 2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography* 30 (4), 467–489.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2000. The 3D structure of the Super Sauze earth flow: a first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth* 25 (9), 785–791.
- Gallerini, G., De Donatis, M., 2009. 3D modeling using geognostic data: the case of the low valley of Foglia river (Italy). *Computer & Geosciences* 35, 146–164.
- Genet, J., Malet, J.-P., 1997. Détermination de la structure tridimensionnelle du glissement de terrain de Super-Sauze par une investigation géotechnique, Master Thesis, University Louis Pasteur, Strasbourg, France, 138 pp.
- Golden Software, 2002. Chapter 4: Creating grid files. Surfer 8 contouring and 3D surface mapping for scientists and engineers user's guide. Golden Software, Golden.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178 (2), 127–136.
- Gundogdu, K.S., Guney, I., 2007. Spatial analysis of groundwater levels using universal kriging. *Journal Earth System Sciences* 116 (1), 49–55.
- Hengl, T., 2006. Finding the right pixel size. *Computer & Geosciences* 32, 1283–1298.
- Jaboyedoff, M., Couture, R., Locat, P., 2009. Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology* 103, 5–16.
- Jongmans, D., Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 101–112.
- Jones, R.R., McCaffrey, K.J.W., Clegg, P., Wilson, R.W., Holliman, N.S., Holdsworth, R.E., Imber, J., Waggott, S., 2009. Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualization of multi-scale geological models. *Computer & Geosciences* 35, 4–18.
- Jordan, G., 2006. Adaptive smoothing of valleys in DEMs using TIN interpolation from ridgeline elevations: an application to morphotectonic aspect analysis. *Computer & Geosciences* 33, 573–585.
- Kalenchuk, K.S., Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S., 2009. Application of spatial prediction techniques to defining three-dimensional shear surface geometry. *Landslide* 6, 321–333.
- Kaufmann, O., Martin, T., 2008. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computer & Geosciences* 34, 278–290.
- Kienzie, S., 2004. The effect of DEM raster resolution on first order, second order and compound terrain derivatives. *Transactions in GIS* 8 (1), 83–112.
- Lee, D.T., Schachter, B.J., 1980. Two algorithms for constructing a Delaunay triangulation. *International Journal of Computer and Information Sciences* 9 (3), 219–242.
- Lelièvre, P., Oldenburg, D., Williams, N., 2008. Constraining geophysical inversions with geologic information. *SEG technical program expanded abstracts* 27 (1), 1223–1227.
- Maerten, L., Maerten, F., 2006. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration; technique and industry applications. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 90 (8), 1201–1226.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of global positioning system for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43, 33–54.
- Malet, J.-P., Rémaitre, A., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J., 2003. Flow susceptibility of heterogeneous marly formations. Implications for torrent hazard control in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). In: Rickenmann, D., Chen, C.-L. (Eds.), *Proceedings of the Third International Conference on Debris flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos. Millpress, Rotterdam, Switzerland, pp. 351–362.
- Malet, J.-P., 2003. *Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydromécanique*. PhD Thesis in Earth Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364 pp.
- Mallet, J.-L., 2004. Space-time mathematical framework for sedimentary geology. *Mathematical Geology* 36 (1), 1–32.
- Marinoni, O., 2003. Improving geological models using a combined ordinary-indicator kriging approach. *Engineering Geology* 69, 37–45.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modeling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117–128.
- McKean, J., Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology* 57, 331–351.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Gueguen, P., Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178 (2), 137–148.
- Moretti, I., 2008. Working in complex areas: new restoration workflow based on quality control, 2D and 3D restorations. *Marine and Petroleum Geology* 25 (3), 205–218.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M.-H., Metzger, R., 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1003–1019.
- Picarelli, L., Russo, C., Urcioli, G., 1995. Modelling earthflow movement based on experiences. *Proceedings of the 11th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Copenhagen, Balkema, pp. 157–162.
- Picarelli, L., 2001. Transition from slide to earthflow, and the reverse. *Proceedings of the Conference on Transition from Slide to Flow-Mechanisms and Remedial Measures*. Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey.
- Picarelli, L., Urcioli, G., Ramondini, M., Comegna, L., 2005. Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. *Landslides* 2, 15–30.
- Poeter, E.P., McKenna, S.A., 1995. Reducing uncertainty associated with groundwater-flow and transport predictions. *Ground Water* 33 (6), 899–904.
- Regli, C., Rosenthaler, L., Huggenberger, P., 2004. GEOSAV: a simulation tool for sub-surface applications. *Computer & Geosciences* 30, 221–238.
- Rockworks, 2004. *Rockworks software documentation*. Available at www.rockware.com.
- Royle, A.G., Clausen, F.L., Frederiksen, P., 1981. Practical universal kriging and automatic contouring. *Geoprocessing* 1, 377–394.
- Savage, W.Z., Smith, W.K., 1986. A model for the plastic flow of landslides. *US Geological Survey Professional Paper* 1385 32 pp.
- Savage, W.Z., Wasowski, J., 2006. A plastic flow model for the Acquara-Vadoncello landslide in Senerchia, Southern Italy. *Engineering Geology* 83, 4–21.
- Shannon, C.E., 1949. Communication in the presence of noise. *Proceedings of the Institute of Radio Engineers* 37 (1), 10–21.
- Sharma, P.V., 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge Univ. Press, New York. 475 pp.
- Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.-J., Desclôitres, M., 2001. Joint electrical and Time Domain Electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics* 4, 371–390.
- Schmutz, M., Guérin, R., Andrieux, P., Maquaire, O., 2009. Determination of the 3D structure of an earthflow by geophysical methods: the case of Super Sauze, in the French southern Alps. *Journal of Applied Geophysics* 68 (4), 500–507.
- Schulz, W.H., McKenna, J.P., Kibler, J.D., Biavati, G., 2009. Relations between hydrology and velocity of a continuously moving landslide — evidence of pore-pressure feedback regulating landslide motion? *Landslides* 6, 181–190.

- Sowers, G.F., Royster, D.L., 1978. Field Investigation, in *Landslide Analysis and Control*. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), Special report 176. National Academy of Sciences, Washington. 234 pp.
- Squarizoni, C., Delacourt, C., Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering Geology* 68, 53–66.
- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R., Galgaro, A., 2008. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial scanning and strain field computation. *Geomorphology* 97, 424–437.
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.-P., Jaboyedoff, M., 2008. Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVII, pp. 485–490. Part B5.
- Travelletti, J., Malet, J.-P., Hibert, C., Grandjean, G., 2009. Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds.), *Proceedings of the international conference on landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, pp. 203–208.
- Turner, A.K., Schuster, R.L., 1996. *Landslides-investigations and mitigation*. Transportation Research, 247. National Academy of Sciences, Washington D.C. Board Special Report.
- van Asch, Th.W.J., Malet, J.-P., van Beek, L.P.H., 2006. Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: Some theoretical considerations. *Engineering Geology* 88, 59–69.
- van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., van Beek, L.P.H., 2005. The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology* 67, 351–363.
- Varnes, D.J., Smith, W.K., Savage, W.Z., Powers, P.S., 1996. Deformation and control surveys: Slumgullion landslide. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2130, 43–49.
- Weber, D., Herrmann, A., 2000. Contribution of digital photogrammetry in spatio-temporal knowledge of unstable slopes: the example of the Super-Sauze landslide (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 637–648.
- Weng, Q., 2006. An evaluation of spatial interpolation accuracy of elevation data. In: Riedl, A., Kainz, W., Elmes, G.A. (Eds.), *Progress in Spatial Data Handling*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 805–824.
- Zimmerman, D., Pavlik, C., Ruggles, A., Armstrong, M., 1999. An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting. *Mathematical Geology* 31, 375–390.

3.4 Construction du modèle géométrique du glissement-coulée de La Valette

A la différence du glissement-coulée de Super-Sauze, le glissement-coulée de La Valette associe clairement deux styles de comportement :

- un comportement en coulée dans les zones de transit et d'accumulation ;
- un comportement en glissements trans-rotationnels de blocs pluri-décamétriques plus ou moins cohérents dans la zone d'ablation lié à la forte érosion régressive du glissement.

C'est pourquoi deux approches différentes ont été développées pour aborder les modèles géométriques de la zone d'ablation (escarpement principal) et des zones de transit et d'accumulation.

3.4.1 Géométrie de la zone d'ablation (escarpement principal)

L'escarpement présente une configuration géologique très différente de celle de la coulée de Super-Sauze d'un point de vue lithologique et structural. Les matériaux du flysch de la nappe de l'Autapie peuvent être assimilés à un milieu continu à une échelle d'observation du décimètre (Le Mignon, 2004). Par contre, à l'échelle du glissement, le rôle des discontinuités régionales préexistantes devient clairement significatif et le milieu est plutôt discontinu (interruption physique de la continuité du massif). Par conséquent, l'évolution du massif à l'échelle régionale semble principalement contrôlée par l'interaction de blocs entre eux le long de discontinuités majeures. Cette section met en évidence le rôle des discontinuités sur les mécanismes cinématiques de rupture affectant l'escarpement en intégrant des données issues de différentes techniques d'investigations (levés structuraux sur le terrain, données ALS et TLS, vitesses sismiques).

Ce travail est présenté sous forme d'article, actuellement en deuxième révision dans le journal *Landslides* (IF = 1.703).

Titre: Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne- and ground-based geophysical information

Auteurs: J. Travalletti, J.-P. Malet, K. Samyn, G. Grandjean, M. Jaboyedoff

3.4.1.1 Article: "Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne- and ground-based geophysical information"

Résumé :

L'objectif de ce travail consiste à développer une approche multitechnique pour définir la géométrie, la cinématique et les mécanismes cinématiques de rupture de l'important glissement régressif de La Valette en combinant des données de scanner laser aéroporté (ALS) et terrestre (TLS) et de tomographie sismique. Leur intégration permet de contraindre l'interprétation du modèle géométrique et des mécanismes de rupture. Les données ALS sont efficaces pour l'analyse morpho-structurale des fractures contrôlant la géométrie du glissement à petite échelle. Trois discontinuités principales sont identifiées en complément des observations de terrain. Les tomographies sismiques des ondes P et S mettent en évidence la présence d'une zone de faibles vitesses ($V_p < 900 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s < 400 \text{ m.s}^{-1}$) dans la couronne du glissement caractérisée par un réseau dense de fractures ouvertes en surface. La base de cette zone de faible vitesse est interprétée comme une quatrième discontinuité correspondant à une surface de glissement. Le champ de déplacement déterminé avec les données TLS sur une période de deux ans (2008-2010) permet de quantifier l'activité du glissement à proximité des discontinuités. La couronne subit une subsidence importante avec une vitesse verticale moyenne de 3.07 m.an^{-1} confinée entre deux discontinuités. Les directions des déplacements suggèrent fortement un contrôle de l'évolution régressive par des discontinuités préexistantes. Un modèle conceptuel est proposé pour expliquer les mécanismes de ruptures et l'évolution régressive du glissement. Dans la partie amont, la couronne est affectée par des glissements inclus dans une grande structure de type dièdre. En aval, le corps du glissement-coulée agit comme une butée retenant la partie amont. Par conséquent, la progression du glissement-coulée permet le développement de plans de fracture en pente structurale dans l'escarpement. Le volume de la masse actuellement mobilisée dans la zone de la couronne est évalué à $500'000 \text{ m}^3$ avec la méthode du niveau d'érosion de base local (Sloping Local Base Level).

Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne- and ground-based geophysical information

Abstract The objective of this work is to present a multi-technique approach to define the geometry, the kinematics and the failure mechanism of a retrogressive large landslide (upper part of the La Valette landslide, South French Alps) by the combination of airborne (ALS) and terrestrial (TLS) laser scanning data and ground-based seismic tomography data. The advantage of combining different methods is to constrain the geometrical and failure mechanism models by integrating different source of information. Because of an important point density at the ground surface (4.1 pt.m^{-2}), a small laser footprint (0.09 m) and an accurate 3D positioning (0.07 m), ALS data are adapted source of information to analyze morphological structures at the surface. Seismic tomography surveys (P-wave and S-wave velocities) may highlight the presence of low seismic-velocity zones which characterize the presence of dense fracture networks at the sub-surface. The surface displacements measured from TLS data over a period of two years (May 2008-May 2010) allow one to quantify the landslide activity at the direct vicinity of the identified discontinuities. An important subsidence of the crown area with an average subsidence rate of 3.07 m.year^{-1} is determined. The displacement directions indicate that the retrogression is controlled structurally by the pre-existing discontinuities. A conceptual structural model is proposed to explain the failure mechanism and the retrogressive evolution of the main scarp. Uphill, the crown area is affected by planar sliding included in a deeper wedge failure system constrained by two pre-existing fractures. Downhill, the landslide body acts as a buttress for the upper part. Consequently, the progression of the landslide body downhill allows the development of dip-slope failures and coherent blocks start sliding along planar discontinuities. The volume of the failed mass in the crown area is estimated at $500,000 \text{ m}^3$ with the Sloping Local Base Level method.

Keywords Slope failure, ALS data, TLS data, Seismic tomography, Discontinuity, Geological model

Introduction

A challenge to progress in landslide research is to define the geometry of the failed mass and the possible failure mechanism precisely in order to better forecast their spatial and temporal pattern of development. From a geological point of view, unstable slopes affected by landslides can be broadly divided into strong rock-types and soft rock-types of failure (according to the ISRM classification of rock and soil strength; ISRM, 1981; Hoek and Bray, 2004) with a transitional evolution among these two broad categories. In most strong rock slopes, pre-existing discontinuities control the landscape morphology. As a consequence, unfavorable small-scale pre-existing fractures are often the main predisposing factors of large landslides (Cruden, 1976; Agliardi et al., 2001; Sartori et al., 2003; Hoek and Bray, 2004; Eberhardt et al., 2005; Jaboyedoff et al., 2009). In soft rock slopes (e.g. weakly cemented sedimentary units such as highly weathered and fractured rocks, conglomerates, sandstones and clays), the heritage of pre-existing structures can also play an essential role on the failure mechanisms. For example, Irfan (1998) showed that the slope behaviour in saprolitic soil is controlled not only by the weathered material itself but also by relict discontinuities, particularly when these are unfavorably oriented with respect to the slope face. Undercut slopes affected by buttress removal are among the typical failure mechanisms that occur in soft rocks, leading to the development of shear zones at depth (Leroueil 2001; Cruden and Martin 2004).

In landslide investigations, a combination of several direct and indirect techniques is very often used, and several complementary ground-based and airborne-based technologies have been developed in the last decade to provide spatially-distributed information about the structure. In combination with field observations and classical geotechnical investigation, the ground-based techniques are mainly 2D and 3D electrical resistivity and seismic tomographies (Jongmans and Garambois 2007) and the airborne-based techniques are mainly radar interferometry techniques (InSAR), Light Detection and Ranging techniques (LiDAR) and correlation of optical imageries (Travelletti et al., in press; Jaboyedoff et al., 2009). Terrestrial Laser Scanning (TLS)

and Airborne Laser Scanning (ALS) are very efficient techniques for characterizing the morpho-structure (Feng and Röshoff, 2004; Slob and Hack, 2004; Jaboyedoff et al., 2009) and the kinematics of landslides (Rosser et al., 2007; Monserrat and Crosetto 2008; Travelletti et al., 2008; Prokop and Panholzer 2009) because they provide a rapid collection of field topographical data with a high density of points within a range of several hundreds of meters. Possible mechanisms affecting the slope can then be estimated from the displacement vectors at the ground surface (Crosta and Agliardi, 2003; Jaboyedoff et al., 2004a) such as the geometry of the slip surface (Casson et al., 2005; Travelletti et al., 2008; Oppikofer et al., 2009).

In strong rock-types of failure, the morpho-structures identified at the ground surface often reflect the internal geometry of the deformation (Agliardi et al., 2001; Eberhardt et al., 2005). The extensions of persistent structures in depth are more difficult to identify in soft rocks because these lithologies are very often affected by low persistence, closely spaced joints that occur in a wide variety of orientations. The landslide kinematics in soft rock can be both controlled by regional discontinuities and recent internal failure surface under development in the rock mass (Irfan,

1998). The development of new circular or planar failures which partly encompass the intact rock is therefore possible as observed, for example, in weathered basalts or sandstones (Hoek and Bray, 2004). Another example of weak rocks is evaporites lithology that is particularly exposed to dissolution processes. They generally form smooth topographies at small scale which make the identification of regional discontinuities difficult from morpho-structure analyses at the ground surface or through DEMs (Travelletti et al., 2010). Additional surveys are thus necessary to complement this lack of information in depth.

In the last decade, the applications of seismic tomographies for landslide investigations showed that S and P-wave velocities are of interest techniques to characterize properties such as the layering, the degree of fracturing and the stiffness of the material (Grandjean et al., 2006; Jongmans et al., 2009). The internal strain affecting soft-rock landslides usually induces a velocity contrast between the unstable mass and the stable bedrock (Caris and van Asch, 1991; Méric et al., 2007; Jongmans and Garambois, 2007). Grandjean et al. (2006) showed that seismic velocities are much more sensitive to the degree of fracturing than the electrical resistivity tomography techniques (ERT) which complement geological and geomorphological assessments.

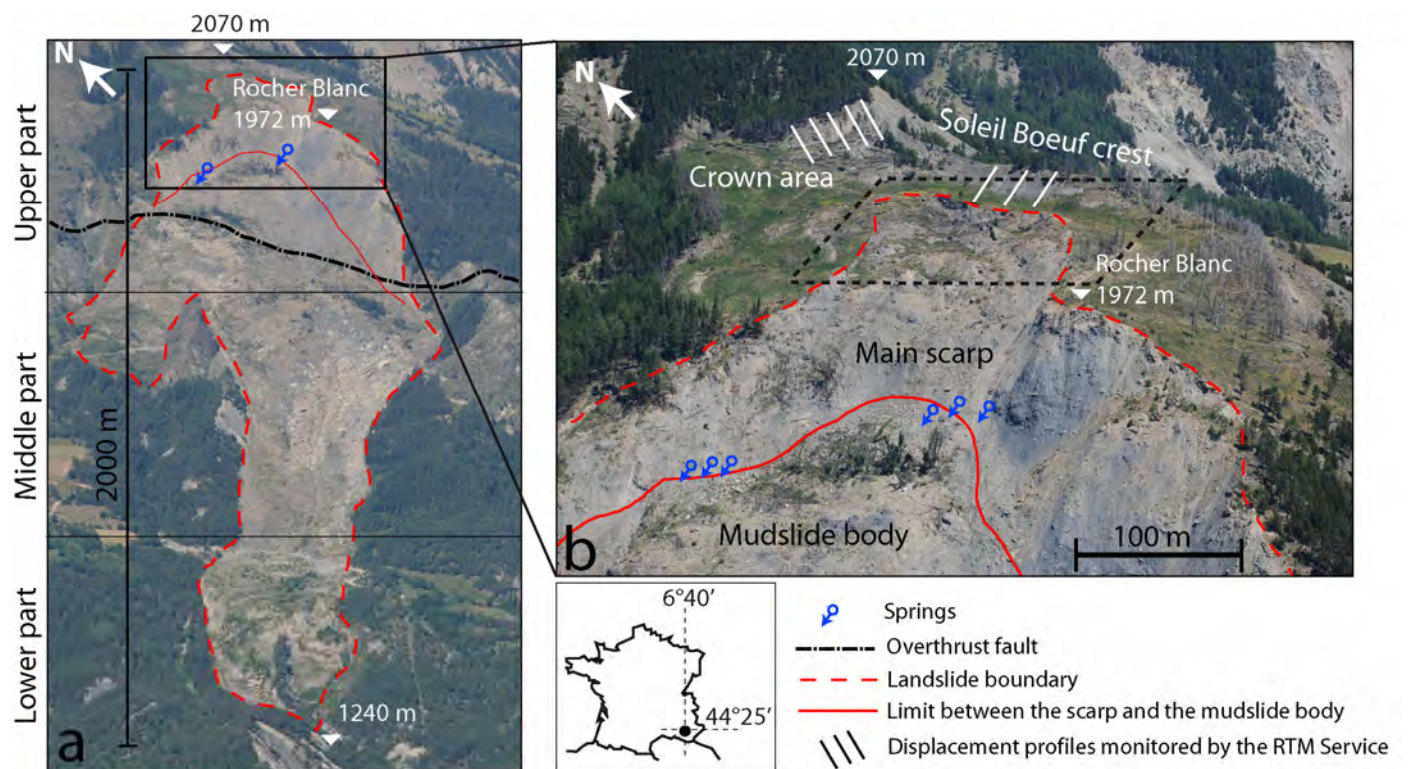


Fig. 1 Geomorphological setting of the La Valette landslide on the South-facing slope of the Barcelonnnette basin. a) General view of the landslide to the North East. b) View of the main scarp and the crown areas; the dashed line delineates the area investigated by TLS and seismic tomographies. The displacement profiles measured by the “Restauration des Terrains de Montagne, RTM” office to monitor the retrogression of the crown are also indicated.

Still, a major difficulty consists in interpreting and integrating all the available data in a coherent framework to provide a complete picture of the landslide structure.

This work presents a multi-technique approach to characterize the structure of the upper part of the La Valette landslide (South French Alps) by combining high-resolution seismic tomographies, airborne and terrestrial LiDAR surveys (ALS, TLS) and geomorphological analyses. First, the geomorphological and historical setting of the landslide is presented; then the methodology used to analyse the multi-source data is detailed and the Sloping Local Base Level (SLBL) method is applied to estimate the landslide volume. Finally a kinematic model explaining the failure mechanism in the upper part of the landslide is proposed and discussed.

Geomorphological and historical features of the La Valette landslide

The La Valette landslide, originated in 1982, is one of the most important large and complex slope movements in the South French Alps. The landslide associates two styles of activity: a mudslide type of behavior with the development of a flow tongue in the medium and lower part, and a slump type of behavior with the

development of several rotational and planar slides in the upper part at the main scarp. The landslide extends over a length of 2 km for a variable width of 0.2 km in the lower and medium parts, to 0.5 km in the upper part (Fig. 1a). The maximum depth, estimated by seismic and electrical resistivity tomography and geotechnical boreholes, varies from 25 m in the lower and middle parts (Evin 1992; Travelletti et al., 2009) to 35 m in the upper part (Le Mignon 2004). The mean slope gradient is ca. 30° in the scarp area and ca. 20° in the mudslide area (Fig. 1b). The volume of the landslide body is estimated at $3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$.

The landslide affects a hillslope located uphill of the municipality of Saint-Pons (Alpes-de-Haute-Provence), and poses a significant threat for the 170 community housings located downstream (Le Mignon and Cojean 2002). The occurrence of rapid mudflows triggered from the landslide body and in the scarp area in the 1980s and 1990s conducted to the development of an early-warning system since 1991 composed of a survey network of benchmarks, optical and infra-red camera monitoring and the installation debris height detection sensors in the run-out channel, and the drainage of the lower part of the landslide.

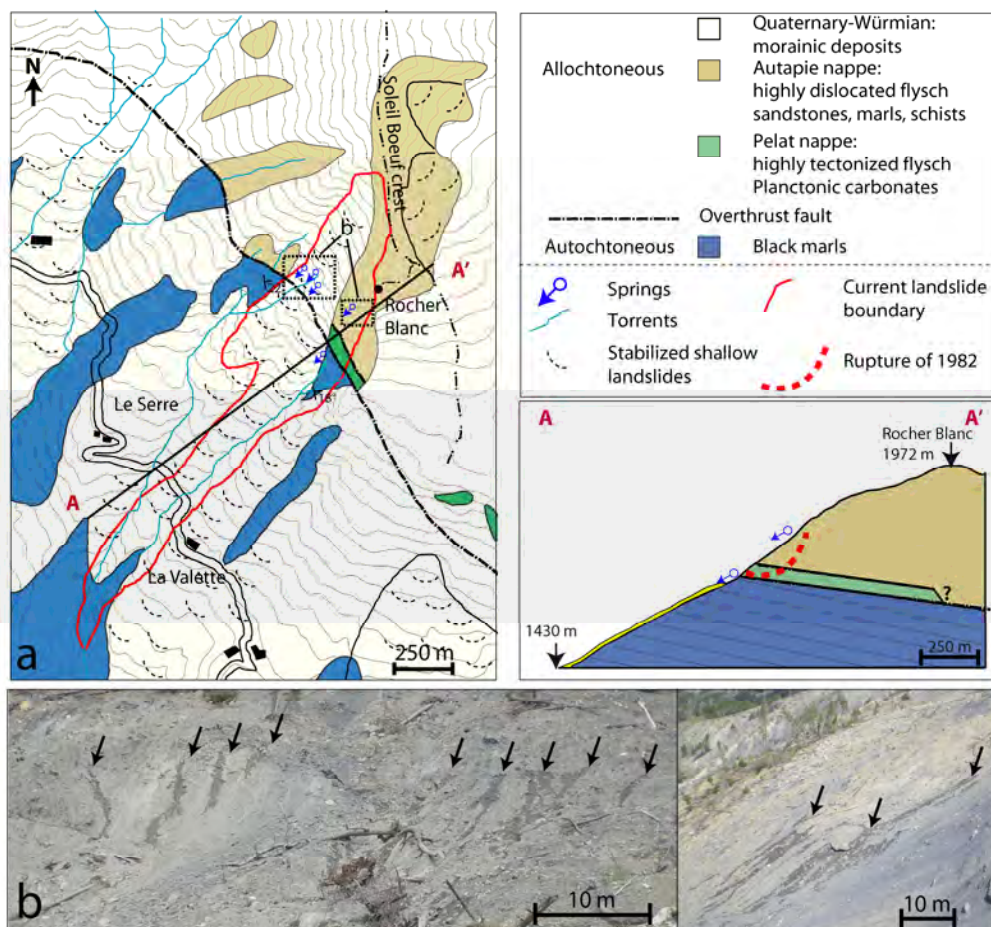


Fig. 2 Geological setting of the La Valette landslide. a) Extract of the regional geological map at 1:50.000 with the topography before the landslide event (adapted from BRGM, 1974) and schematic cross-section detailing the hydro-geological setting of the slope before the failure of 1982 (adapted from Colat and Locat, 2003). The interval between elevation contour lines is 20 m b) Photographs of the spring line at an elevation of ca. 1880 m along a possible weak zone above the tectonic discordance near the North West boundary and the Rocher Blanc location.

Geological setting

From a geological viewpoint, the La Valette landslide is located at the overthrust fault between two major lithologies outcropping in the geologic window of the Barcelonnette basin (South-east France; Fig. 2a):

An autochthonous formation represented by the closely stratified Callovo-Oxfordian black marls (e.g. “Terres Noires”) and characterized by a typical landscape of badlands. This formation is located in the middle and the lower parts of the slope. The bedding plane is characterized with a decametric alternance of carbonate beddings within the marls. This formation dips constantly towards 083° with an inclination of 23° in the landslide surroundings;

An allochthonous formation represented by two nappes and in which the upper part of the landslide has developed. The basal nappe is a tectonic wedge belonging to the Pelat Nappe and is composed of highly fractured flysch and planctonic carbonates of the Turonian and Paleocene Superior age (BRGM 1974). This formation has a few dozen of meters of thickness at the location of the main scarp with an average dip direction and dip of 135°/30°. The Pelat Nappe is overlaid by the upper Autapie Nappe composed of highly fractured Helminthoid flyschs, sandstones, marls and schists. This formation is dated at the Upper Cretaceous–Upper Eocene (BRGM 1974). The tectonic discordance between the autochthonous and the allochthonous (052°/16°) materializes the major thrust fault delimiting the Barcelonnette basin, and constitutes a weak zone where many landslide source areas are located (Le Mignon 2004). Generally, the bedding plane, the fold axes and the schistosity are very difficult to identify with certainty at the outcrop scale due to the high variability of the orientation measurements and the bad rock mass quality which does not ensure that the rock outcrop is in place. Therefore, the small-scale geological observations of persistent structures carried out in the field indicate only the regional structural and tectonic patterns and cannot directly be integrated in a local geological model of discontinuities.

Hydro-geological setting

From a hydro-geological viewpoint, the tectonic discordance has an important role on the landslide hydrology. Due to the high heterogeneity of the landslide material and of the highly dislocated texture of the flysch, both materials are considered as aquifers at the scale of the landslide. At the opposite, the black marls formation is considered as an aquitard (Dupont and Taluy 2000; Le Mignon 2004). Consequently, the contrast of permeability between the black marls and the flysch controls the spatial occurrence of several springs and marshy areas observed in the direct vicinity of the

overthrust fault between the elevation 1870 m and 1950 m (Fig. 2a, 2b). According to Le Mignon (2004), a spring (the “Rocher Blanc” spring at 1900 m) is currently partially buried by the landslide. Consequently a deep water circulation affects the hydrological regime of the upper part of the landslide but the characteristics of the water flows (fluxes, quality) are unknown. Near the North West boundary of the landslide, springs are remarkably aligned at the elevation 1880 m. They are likely connected to the Rocher Blanc spring through a discontinuity buried by the landslide. Remediation works were built by the local stakeholders in charge of the prevention (Service of “Restauration des Terrains de Montagne”, RTM) in order to drawdown and buffer the hydraulic heads within the landslide. Sub-horizontal drains below the major overthrust fault were installed in the 1990s, but their maintenance was too difficult due to the rapid shearing of the tubes. The most efficient mitigation solution has been the installation of shallow drainage systems in the middle and lower parts of the landslide to impede streaming water to infiltrate the landslide.

Landslide historical and recent development

The landslide exhibits a complex style of activity in space and time. It has developed first as a rotational slide affecting the Autapie Nappe in relation to a major overthrust fault following important rainfalls favoring fast snow melting (Colas and Locat 1993; Le Mignon 2004). The failed mass has progressively loaded the underlying black marls formation, and the landslide has developed by a series of rapid mudflows triggered in the marls such as in March 1982, April 1988, March 1989 and March 1992. The most important acceleration occurred in 1988 when a mudflow of 50.000 m³ triggered at the elevation of 1400 m propagates over a runout distance of ca. 500 m (Colas and Locat 1993). Up to now, these mudflows did not mobilize the complete failed mass. The displacements are monitored with topometric benchmarks since 1991 (Squarzoni et al., 2005), differential dual-frequency GPS (Déprez et al., submitted) and an extensometer since 2008, and at regular periods by digital correlation of satellite images (Le Prince 2008) and satellite radar interferometry (Squarzoni et al., 2003).

Two main aspects can be pointed out from these studies and from the observations by the local stakeholders. The first one is the decrease of velocity (from 0.4 m.day⁻¹ to about 0.01 m.day⁻¹) in the middle and lower part of the landslide caused by the local groundwater drawdown since the installation of a drainage system in the 1990s. The second is the important activity since the year 2000 of the upper part at the Soleil Boeuf crest, which is characterized by a rapid retrogression of the main scarp towards the North-East and an enlargement of the landslide towards the North-West (Fig. 3). In response to this worrying situation, the RTM Service has installed

several additional benchmarks along profiles both in the unstable and stable parts of the Soleil-Boeuf crest to monitor the displacements in the crown area (Fig. 1b, Fig. 4). Actually, an accumulation of material and a steepening of the slope are

observed in the upper part of the landslide because of the retrogression of the scarp. Consequently, the possible hazard scenario consists in the undrained loading of underlying black marls formation and the triggering of new rapid and mobile mudflows.

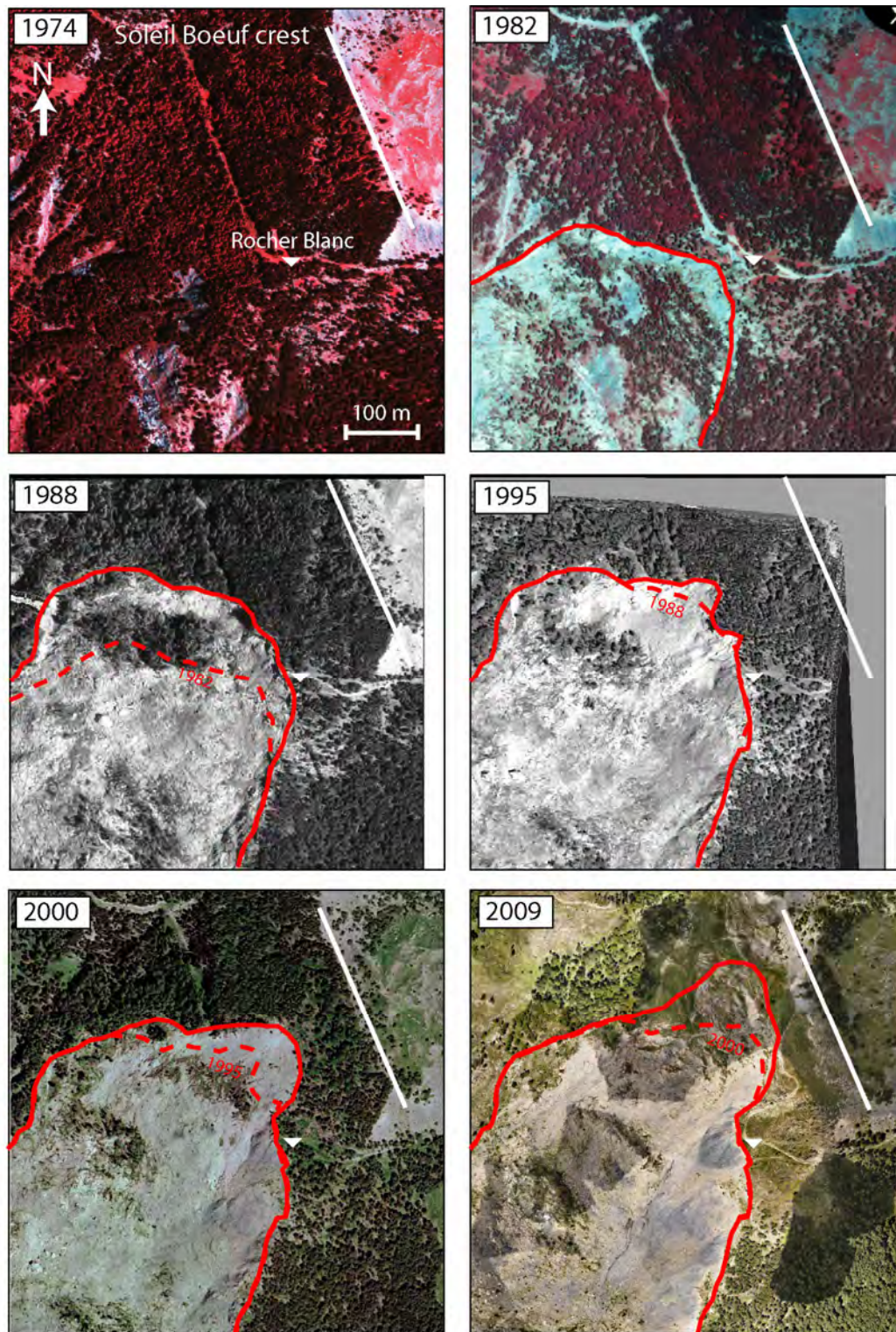


Fig. 3 Development of the La Valette scarp since 1974 (before the failure) to 2009 from the analysis of aerial orthophotograph. From 1982 to 2009 a scarp regression of 200 m towards the North East is observed.

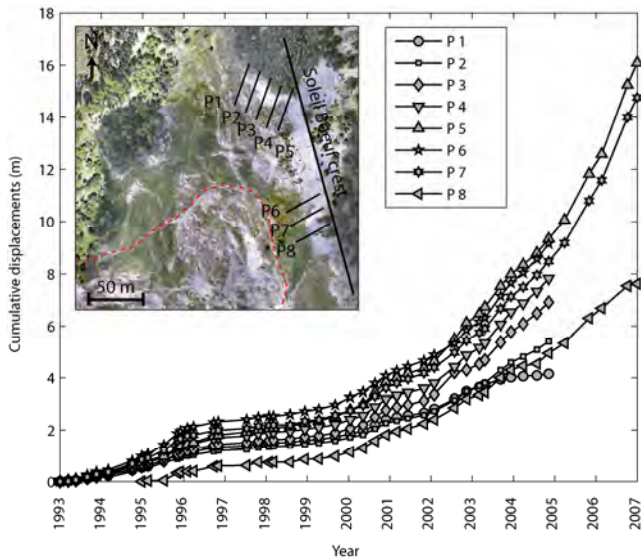


Fig. 4 Displacement monitoring of some profiles along the crown (monitoring carried out by the “Restauration des Terrains de Montagne, RTM” office). The monitoring indicates an acceleration of the displacement since 2000. The displacement profiles measured by RTM are also indicated on the orthophotograph of 2009.

Methodology

The recent increase of activity in the crown and in the main scarp areas has motivated further investigations to define the possible volume of material still able to fail, and to better understand the failure mechanisms in that part of the slope. Geological observations, small-scale morpho-structural analysis with ALS data, large-scale kinematical analysis with TLS data and a morpho-structural analysis in depth with seismic tomographies have been carried out since 2008 (Fig. 1b, Fig. 4).

Geological observations of the discontinuities in the main scarp and in the crown areas

Field investigations in the scarp area are focused on the identification and the orientation of the major morpho-structures and discontinuities measured with a geological compass and mapped with a differential GPS. The landslide scarp is characterized by slopes ranging from 25° to 55° over a maximum height of 80 m and a crown width of 170 m. The crown area is characterized by a complex morphology formed by a dense network of tension tracks and shear fissures in the weathered flysch formation of the Autapie Nappe forming a graben-like morphology. Counter-slopes with accumulated water are also observed. The tension cracks present a sub-vertical dip distributed along the circular shape of the crown. This spatial distribution is typical for failures in soft rocks (Cornforth 2005). The complex morphology is

cut by three main persistent discontinuities D1, D2 and D3 visible over a distance of several hundred meters (Fig. 5).

The D1 fracture coincides with the direction of the Soleil Boeuf crest which represents the upper boundary of the landslide. D1 is characterized with a dip direction and a dip of $247^\circ/42^\circ \pm 6^\circ/4^\circ$. Because striations identified over the entire height of the crest present an orientation nearly parallel to the dip and dip direction of D1 (calcite recrystallization, pitch of $S86^\circ$), the landslide is sliding above D1 without shearing component. The observed striations are a direct mechanical consequence of the sliding along D1.

The fractures D2 and D3 are characterized with dip directions and dips of $287^\circ/55^\circ \pm 4^\circ/5^\circ$ and $166^\circ/44^\circ \pm 10^\circ/4^\circ$ respectively. D2 is located in the North-East of D1 and D3 is the conjugate fracture of D2. The landslide is sliding along D2 and D3 with a shearing component. The most active part of the landslide is actually constrained between these two discontinuities.

Laser scanning surveys

Acquisition of Airborne laser scanning (ALS) data

In order to determine the spatial extent of the main morpho-structural features, small-scale analysis of ALS has been carried out. The ALS survey was performed in July 2009 with the handheld airborne mapping system of the *Helimap* company) at a constant elevation of 300 m above the ground topography inducing a laser footprint at the ground surface of about 0.09 m (Vallet and Skaloud, 2004). The measurement device is composed of a GPS receiver (Topcon Legacy GGD with a record frequency of 5Hz), an inertia measurement unit (IMU, record frequency of 500 Hz) which provides the orientation of the laser beam in space and a scanner unit (Laser Riegl Q240i) configured to record last pulses of the ground surface with an acquisition frequency of 10^4 pts.s⁻¹. Table 1 summarizes the specification of the ALS survey. The orientation of the system is obtained in real-time with an accuracy estimated at 0.07 m. The maximum scanner range is about 850 m with an aperture angle of 60°. After vegetation filtering, an average point density of 4.1 pt.m⁻² is obtained. A 0.5 m-mesh DEM from the ground surface elevation points has been generated with a Delaunay triangulation. The DEM was then used to calculate a shaded relief map and a difference map with a 10 m-mesh DEM interpolated from topographic contour lines before the landslide event (maximal elevation error of 10 m).

Acquisition of Terrestrial Laser Scanning (TLS) data

Displacement monitoring of the upper part of the landslide has been carried out by repeated TLS data acquisitions. The displacement monitoring device consists of a long-range terrestrial laser scan Optech

ILRIS-3D based on the time-of-flight distance measurements using an infrared laser (Slob and Hack 2004). Mirrors inside the scanner allow the acquisition of a 40° wide and 40° high field of view in a single acquisition with about 2500 pts.s⁻¹ with an effective range up to 800 m in field conditions (Table 1).

Seven TLS datasets were acquired over the period 18 May 2008 to 27 May 2010 from the same base position (Fig. 5); the scanned area was orientated in the direction of the discontinuity D2 at a distance of 130 m from the base. At that distance the beam width diameter is estimated at 0.03 m. The discontinuity D1 (Soleil Boeuf crest) along the main scarp was systematically included in the scanning. The TLS datasets comprise 9 to 12 million points and the resulting mean point density on the ground surface is about 150 pts.m⁻² at a distance of 130 m. Only the last return pulse is registered to maximize the number of points at the ground surface.

Vegetation filtering, co-registration and georeferencing of the sequential TLS datasets

The TLS datasets were processed and analyzed using the *Polyworks v.11* software (InnovMetric 2009). The vegetation filter consists of an automatic selection of the points localized beyond a minimum height relative to a low-resolution square-grid DEM surface computed on the sequential point clouds. In this study, the mesh size of the low resolution DEM was fixed at 0.5 m and the minimum height at 0.1 m. The filtering result is systematically controlled and manually refined. A co-registration procedure is then

used for aligning the sequential TLS point clouds in the same coordinate system. The co-registration applied in this study follows the methodology proposed by Teza et al. (2007) and Oppikofer et al. (2009). The sequential point clouds alignment is limited to a stable part in the image corresponding to the Soleil Boeuf crest. First a manual alignment procedure is used; then an automated Iterative Closest Point (ICP) algorithm is applied to minimize (least square method) the distance between the points belonging to the different sequential datasets. The co-registration procedure mainly depends on the accuracy of the ICP algorithm which is very sensitive to the roughness of the terrain and the accuracy of the measurements (Lee et al., 1999). Rough terrains yield higher reliability in the co-registration. Therefore a high point density was systematically acquired in this area to increase the topographic resolution (~0.3 pt.cm⁻²). A good confidence is given to the co-registration quality because of the large size of the stable area of the image used for the co-registration (1000 m²) in reference to the size of the moving area not introduced in the co-registration procedure (4300 m²). The direct proximity of both areas in the datasets is also an advantage for an accurate co-registration.

For the absolute georeferencing, the ALS point clouds were used as a reference. The sequential TLS datasets were aligned as single point clouds on the ALS point cloud. The co-registration accuracy of the sequential point clouds is thus not affected by the georeferencing accuracy of the ALS point cloud, and is estimated at 0.07 m for the planar and vertical accuracy (Vallet and Skaloud, 2004).

Table 1 Characteristics of the LiDAR datasets

Characteristics of the laser scanning systems	ALS	TLS
Scanner type	Riegl VQ480	Optech ILRIS-3D
Distance measurement technique	Time-of-flight	Time-of-flight
Wavelength (nm)	1500	1500
Field of view (in width and height) (°)	60	40
Laser spot diameter at 100 m (cm)	~3	~3
Frequency of measurements (Hz)	10'000	2'500
Characteristics of the field acquisitions		
Scan distance (m)	~ 300	~130
Pulse mode	Last echos	Last echos Scan from a base position
GPS frequency (Hz)	5	
Point density after vegetation filtering (pt.m ⁻²)		
Average	4.1	154.8
Standard deviation	4.3	140.6

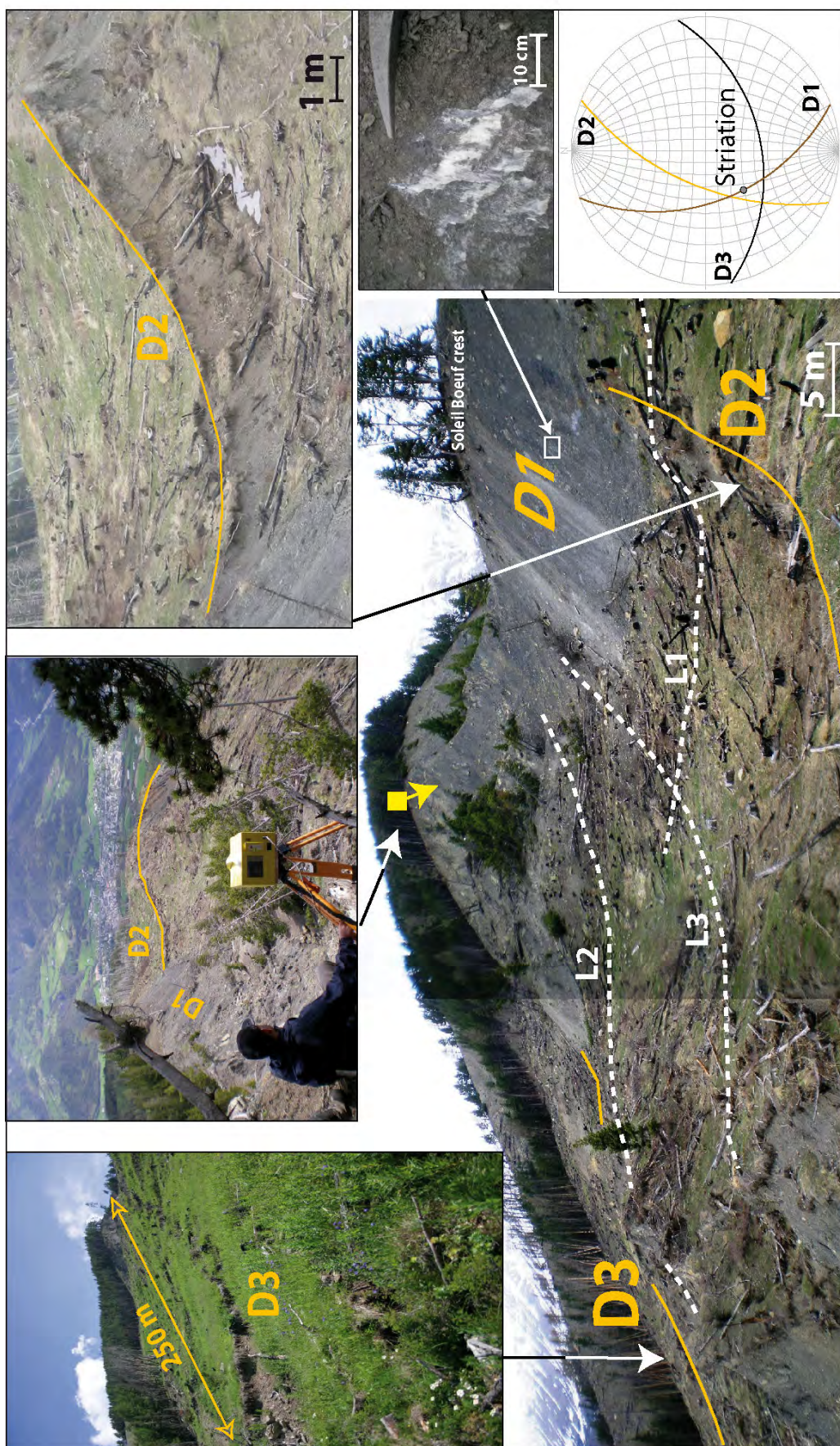


Fig. 5. Photographs of the crown area presenting three major discontinuities D1, D2 and D3 and the associated stereonet (equal angle, lower hemisphere). Striations are observed on D1. The location of the terrestrial laser scanning (yellow square) and the seismic profiles (L1, L2 and L3) are also indicated.

Accuracy of the TLS point clouds

In order to assess the accuracy associated with the TLS measurements, repetitivity measurements were realized on a planar stratum of the main scarp, and corresponding to the black marls formation (9 m²). This test zone is located approximately perpendicular to the laser beam direction at a distance of 120 m from the TLS base. The average point spacing was fixed at 0.15 m. The point cloud acquisition was compared to a reference (first acquisition, May 2008) using the ICP algorithm to calculate the misfit between each pair of points in both acquisitions theoretically located at the same position. The repetitivity analysis indicates that the measurement error of the TLS used in this study follows a normal distribution characterized with an average error μ of $1.0 \cdot 10^{-3}$ m and a standard deviation σ of $1.2 \cdot 10^{-2}$ m. This calculated error is in agreement with the range of error given by the manufacturer.

The accuracy of co-registration procedure is given by the residual 3D misfit computed on the stable part of the TLS of the 18 May 2008 taken as the reference (Table 2). The same procedure is applied to assess the error of the absolute positioning relative to the ALS survey. The higher error in the absolute positioning is mainly related to the lower point density and accuracy of the ALS datasets providing less geomorphological details than the TLS survey (Table 2).

Table 2 Average error μ and standard deviation σ of the relative and absolute co-registration of the TLS datasets

	Relative positioning error		Absolute positioning error	
	μ (m)	σ (m)	μ (m)	σ (m)
18 May 08	-	-	0.04	0.07
25 July 08	0	0.03	0.06	0.08
10 May 09	0	0.03	0.02	0.07
12 July 09	0	0.02	0.04	0.09
08 Oct. 09	0	0.03	0	0.07
26 Apr.10	0	0.02	0.01	0.07
27 May 10	0	0.03	0.01	0.07

Displacement characterization and quantification

The displacements are calculated by comparing the TLS datasets with the reference. Two methods are used to quantify the displacements from the original point clouds. The first method is based on shortest distance comparison of point clouds. The second uses displacements of Specific Points (SPs)

The shortest distance (SD) comparison consists of computing for each point the distance to its nearest neighbor in the reference point cloud. This method is particularly useful to detect spatially distributed changes if the direction of movement is unknown and to define zones with different displacement directions

(Oppikofer et al., 2009). In order to determine the vertical displacement affecting the upper part of the landslide, the SD is constrained to compute displacement only along the vertical direction (SDv) assuming a tolerance angle for the vertical direction of $\pm 10^\circ$. The results are therefore comparable to elevation changes computed with differential DEMs (Bitelli et al., 2004). The accuracy of the vertical displacement depends on two independent factors: (i) the co-registration accuracy, and (ii) the computed distance D according to the tolerance angle which gives a maximal error E_{\max} ($E_{\max} = D \cdot \sin(10^\circ)$).

The observed movement of Specific Points (SPs) allows one to define the direction of displacements. In this study, natural SPs were chosen (Fig. 6). They consist of tree stumps recognizable in the unfiltered sequential point clouds. In order to assess the displacements of the SPs in the crown area, a method based on the roto-translation technique is used (Montserrat and Crosetto, 2008; Oppikofer et al., 2009). It takes into account both translation and rotation of individual objects and uses the very high density available in the point clouds. Eleven SPs were triangulated in the plane normal to the laser viewing direction in order to minimize the effect of shadow zones in the interpolation (Fig. 6). To calculate the true displacement field, the center points of the SPs in the first acquisition is determined by averaging the X, Y Z positions of the points forming the SPs. Then the triangulated SPs of the reference are aligned on their corresponding triangulated SPs in the sequential point clouds using the ICP algorithm implemented in *Polyworks* (Fig. 6). Finally, the displacement vectors of the SPs are given by the initial and the final position of the center points of the first acquisition. Because the SPs are very well defined, the error mainly depends on the co-registration accuracy of the sequential point clouds.

Seismic Tomography investigation

As the laser scanning data provide only information on the structure and the kinematics visible at the ground surface, additional geophysical data to obtain information in depth were acquired in order to better constrain the interpretation. Seismic tomography has proven to be an efficient technique to detect the contact between a landslide body (highly fractured) and a stable bedrock in the same type of geological setting as for La Valette (Jongmans et al., 2009, Grandjean et al., 2006; Grandjean et al., 2007). Three seismic tomography surveys of P and S-waves velocities (L1, L2, L3) have been carried out in the upper part of the landslide to characterize the seismic velocities (V_p , V_s) of the failed material and determine the extension in depth of the discontinuities D1 and D2 (Fig. 5). Two cross-sections were installed along the direction of the main slope and one cross-section was installed perpendicular to the previous line in order to cross the discontinuity D2.

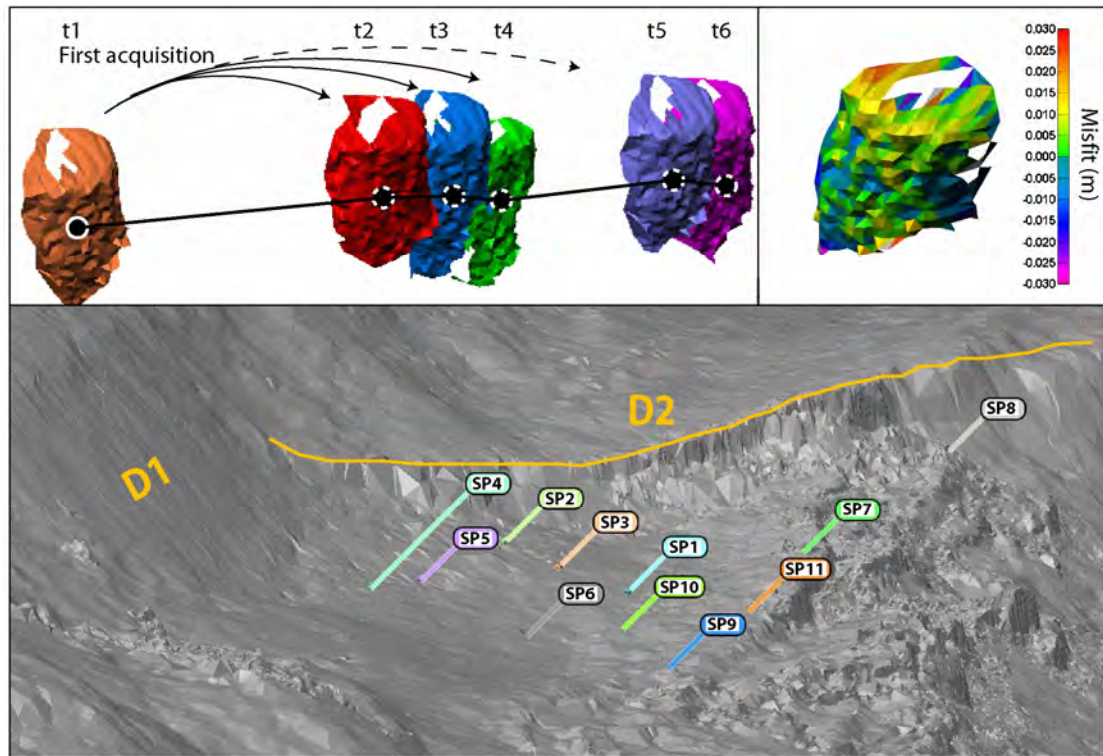


Fig. 6 Location of the eleven SPs in the crown area used to calculate the displacements. The SPs of the first acquisition are aligned on their corresponding displaced SPs for each acquisition date. The displacement of the center point of each SP of the first acquisition is used to determine the displacement vector. The average misfit between the SP of the first acquisition and the corresponding SP is estimated at ca. 0.01 m.

The two longest devices are composed of 24 geophones (resonance frequency of 10 Hz) spaced each five meters in order to obtain a sufficient investigation depth for a large scale characterization of the landslide structure. The shortest devices, composed of 24 geophones spaced each two meters, bring information on the fracturing between the failed material and the bedrock. For the seismic source, one hundred grammes (100 g) of pentrite were used for each shot. The processing of the first arrival travel time P wave was carried out with the Rayfract seismic tomography software based on the wavepath Eikonal traveltimes inversion algorithm (Schuster and Quintus-Bosz 1993). Figure 7a shows an example of the arrivals of the P waves and Surface waves. Dispersion of surface waves is closely related to the structure and properties of the landslide material and, in particular, to shear wave velocity. The vertical distribution of the shear wave velocity can be estimated on the basis of the dispersion analysis of different kinds of surface waves contained in the P-wave seismic records (Fig. 7b). The dispersion analysis results in the generation of a dispersion curve (frequency vs. phase velocity) for each geophone location. The shear waves velocity sections were therefore obtained using a spectral analysis of the surface waves (SASW method) with the surf96-CPS program (Hermann 1987) which allows one to analyse the dispersive character of surface waves (McMechan and Yedlin

1981) and to obtain a S-wave vertical velocity profile by 1D inversion of the dispersion curves (Tarantola 2005) (Fig. 7b). To derive a 2D section, the 1D shear-wave velocities inverted from each local dispersion curve are then interpolated along each seismic line.

In order to georeference the 2D tomographies, the location of each geophones was measured with a dGPS (horizontal and vertical accuracy of 0.04 m and 0.07 m). In each profile, the geophone locations are then projected on a straight line in the local coordinate system calculated with a linear regression. The equations of the regression line allow one to allocate a 3D position in the local coordinate system for all nodes of the tomography.

Estimation of the volume of the failed mass

To estimate the volume of the failed mass, the SLBL (Sloping Local Base Level) method has been used. It is a generalization of the base level concept proposed by Mills (2003) and is defined as a surface above which the rocks are assumed to be erodible by landslides due to the absence of buttress (Golts and Rosenthal 1993; Jaboyedoff et al., 2004b). This method was successfully applied both on hard and soft rock slopes (Jaboyedoff et al., 2009; Travelletti et al., 2010). The SLBL method is used in this study by integrating the information from the seismic survey and the TLS interpretation.

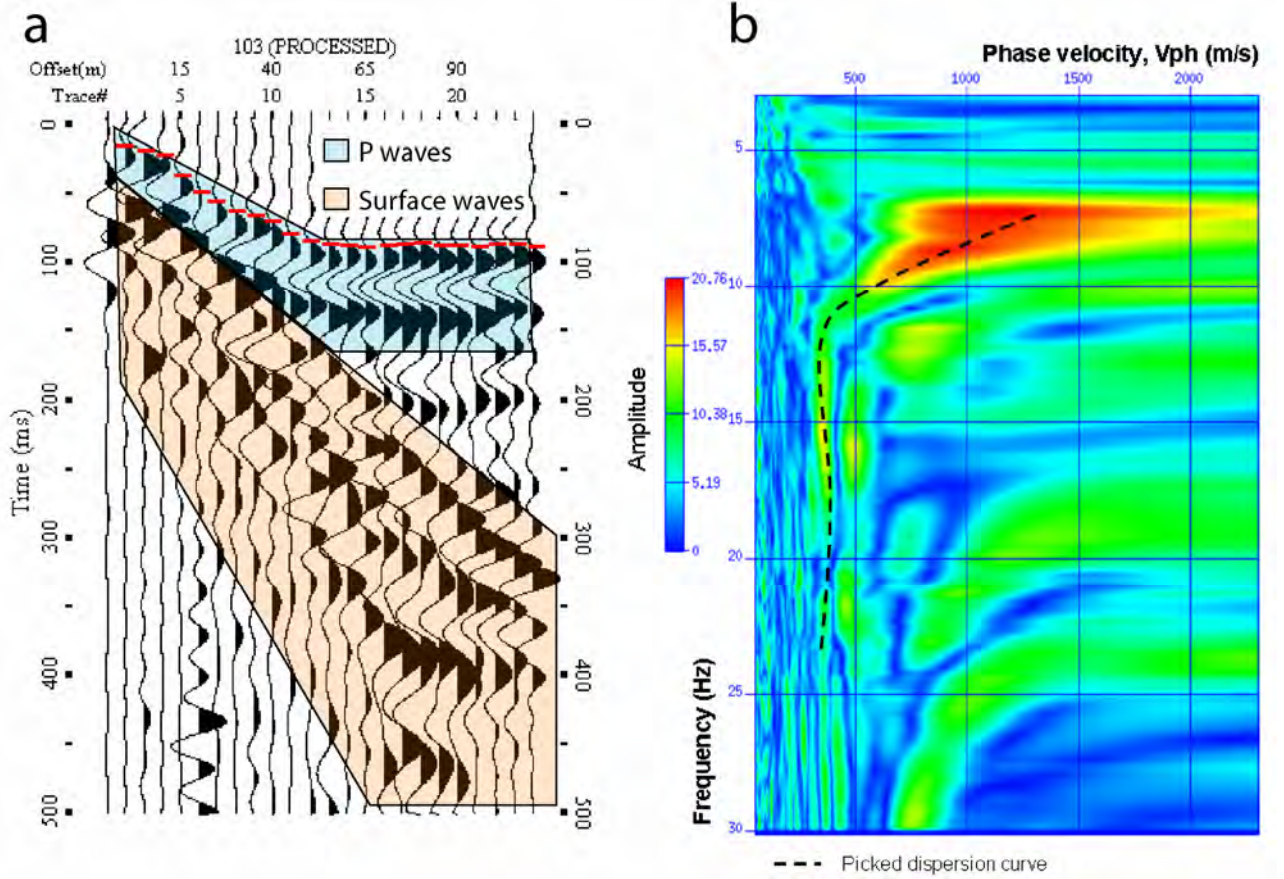


Fig. 7. Example of seismic tomography data from the profile L2 (see location in Figure 5). a) Example of recordings of the P-waves and Surface-waves arrival time. The first arrivals of the P-waves are used for the inversion of the P-wave velocity tomography. A spectral analysis of the surface waves (SASW) is realized to measure the surface wave dispersion curve and invert the corresponding shear wave velocity b) Example of the analysis of the dispersive character of surface waves for the 1D inversion of a vertical profile of shear wave velocity. The phase velocity represents the velocity of individual wave propagation in the media according to its wavelength and frequency (Park et al. 1998). The relative good determination of the dispersion curve (dashed line) gives confidence on the inverted shear-wave velocity profile.

The SLBL algorithm is based on an iterative routine that replaces the elevations of any mobile point of a digital elevation model (DEM) by the mean value of the altitude of its neighbours, allowing a certain tolerance. Points with an altitude (z_i) larger than the mean of their neighbours are replaced by the mean value of the two neighbours $(z_{i-1} + z_{i+1})/2$ or by this value plus a tolerance C . Explicitly, in 2D, the procedure can be formalized as follows (Jaboyedoff et al., 2004b):

$$\text{If } z_i > (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \text{ then } z_i = (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \quad (1)$$

The result is a straight line between z_{i-1} and z_{i+1} . The introduction of the tolerance value C leads to a second-degree curve:

$$\text{If } z_i > (z_{i-1} + z_{i+1})/2 - C \text{ then } z_i = (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \pm C \quad (2)$$

The tolerance can produce holes between points, e.g with an altitude smaller than the altitude of the surroundings points. To avoid this, two additional conditions can be added to ensure that the new point has a higher altitude than the lowest of its neighbours:

$$\text{If } z_i > (z_{i-1} + z_{i+1})/2 - C \text{ and } (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \pm C > z_{i-1} \text{ or } (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \pm C > z_{i+1} \text{ then } z_i = (z_{i-1} + z_{i+1})/2 \pm C \quad (3)$$

If it is not the case, the altitude z_i of the point i is replaced by the lower altitude of its neighbours. The procedure is iterative, and is stopped once the change between two iterations is near a zero value and a failure surface nearly circular is obtained if the tolerance used is very different from zero. In order to take into account planar sliding along discontinuities, a small tolerance has to be used to fit the calculated failure surface on the observed discontinuities. In 3D, the procedure is similar, but the test is then performed using the highest and lowest values among the four closest neighbours. Some points must be fixed during the computation, to avoid the calculation

of a flat topography. The discontinuities determined in this study from the field observations, the seismic tomographies and the TLS surveys are used to constrain the SLBL computations.

Results

Morpho-structural analysis

The combined analysis of the geological field observations, the shaded relief map and the differential DEM map allows one to propose a kinematic model of the landslide retrogression.

Although the highly dislocated flysch formation can be considered as a relatively soft rock, the shaded relief analysis with the differential DEM clearly demonstrates that, at small scale, the key factor controlling the failure geometry and the overall stability of the mass is not the flysch formation itself, but the spacing and the orientation of the discontinuities composed by D1, D2 and D3. Consequently, the upper part of the La Valette landslide can be divided in four terrain units (Fig. 8a).

Since the triggering date in March 1982, the terrain unit 1 has been confined between the steep discontinuities D2 and D3 that constrained the landslide retrogression to the North-East. The failed mass is composed of coherent blocks (up to 50 m wide) which are sliding towards the main slope direction. These blocks form minor counter-slopes affected by multiple open tension cracks (up to 1 m in opening and in spacing) favoring water infiltration. The blocks are progressively dislocated and incorporated in the mudslide body downhill. The negative elevation difference developing along D1 indicates that the landslide retrogression to the North-East is limited by D1 which forces the retrogression to develop laterally to the North (Fig. 8b). As a consequence of the loss of buttress given by the terrain unit 1, the terrain units 2 and 3 are progressively destabilized. The terrain unit 4 (North-West side of D3) is characterized with a hummocky morphology indicating a lower destabilization of the slope due to the loss of buttress provided by the terrain unit 3 located downhill.

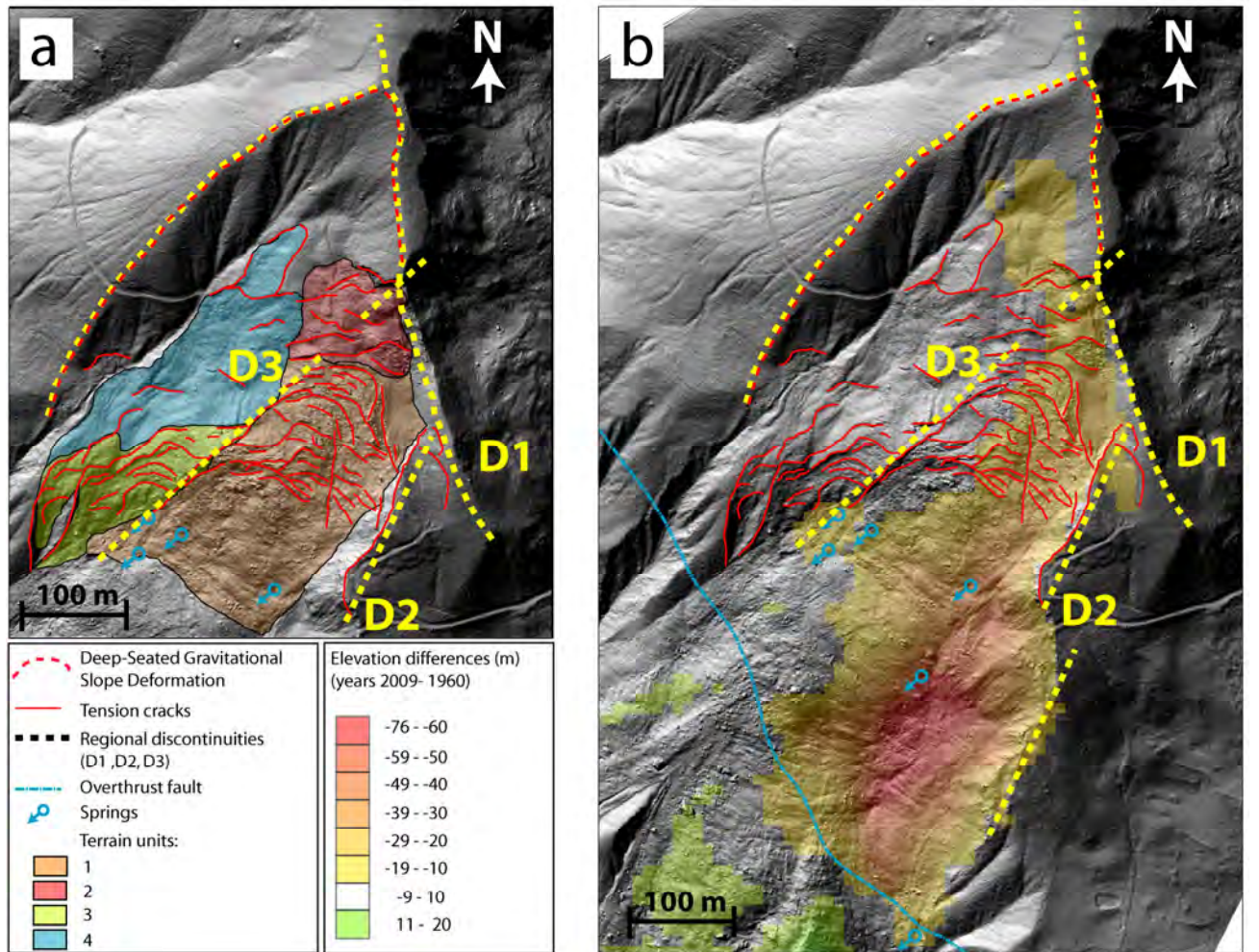


Fig. 8 Morpho-structural maps derived from the interpretation of an Airborne Laser Scanning (ALS) survey. a) Major discontinuities and sub-units identified in the scarp and in the crown areas. b) Differential DEM highlighting the retrogression direction of the landslide for the period 1960-2009 constrained by the discontinuity D2 and D3.

At a smaller scale, the La Valette landslide appears to be included in a Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) (Agliardi et al., 2001) which main scarp coincides with the extension of D1 to the North. In addition, the Soleil Boeuf crest presents the same morphology as before the triggering in 1982 when the scarp was located 200 m more to the South-West (Le Mignon, 2004). Therefore, the 1982 large failure is strongly suspected to be a reactivation of an older DSGSD along D1. Furthermore, the dip and dip direction of the Western side of the DSGSD main scarp ($166^\circ/38^\circ \pm 10^\circ/4^\circ$) is very similar to D3, suggesting that the old scarp face belongs to the same discontinuity set. Consequently, D3 can thus be a pre-existing fracture which is also reactivated. The difference in the fracturing degree on both sides of D2 clearly highlights the preferential extension of the landslide towards the North-West. On the South-East side of D2, no significant geomorphic evidence of current activity is observed except the extension of D1 which progressively disappears in the flysch formation to the South-East. Furthermore, no negative elevation difference is noticed in this area in reference to the vertical accuracy of the differential DEM (~ 10 m).

The downhill limit of the negative elevation remarkably coincides with the tectonic discordance of the Autapie Nappe and the uphill limit corresponds to the spring area. The location of the triggering area of 1982 is clearly identified where the elevation difference (50 m) is the maximum.

Seismic tomography analysis

The tomographies of P and S-waves reveal a low velocity zone ($V_p < 900 \text{ m.s}^{-1}$, $V_s < 400 \text{ m.s}^{-1}$) in the terrain unit 1 affected by dense fracturing. The increase of P and S-waves velocity when one gets closer to the stable rock (fracture D1) gives a good confidence in the determination of the contact among the failed mass and the stable bedrock in depth (Fig. 9a, 9b). The velocities in the stable part composed of the flysch formation vary in the range $1200\text{--}2000 \text{ m.s}^{-1}$ for the P-waves and $450\text{--}600 \text{ m.s}^{-1}$ for the S-waves. These velocity values are slightly lower than those expected for similar rocks composed of conglomerate and sandstone with a low clay content (Gosar et al., 2001). They are explained by the highly dislocated texture of the flysch (BRGM 1974). Despite an important velocity contrast in Vs on both sides of D2, the extension of D2 in depth cannot be precisely determined on the tomographies because of insufficient velocity contrast in depth. Starting from the stable part, the iso-values of 1200 m.s^{-1} (V_p) and 450 m.s^{-1} (V_s) dip rapidly below the ground surface. This interface can be followed in all seismic

tomographies between 12 and 15 m below the ground surface. It is difficult to determine the roughness of this interface knowing that the seismic tomographies very often tend to produce artificial undulating surfaces because of the diffractions caused by small irregularities at the shallow surface of very heterogeneous media.

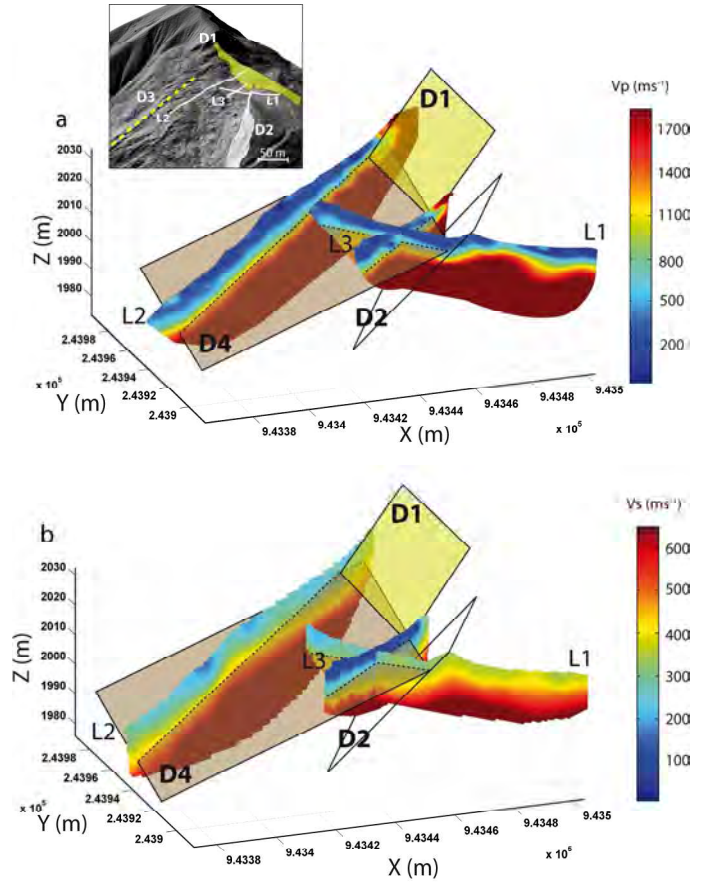


Fig. 9 3D view of the seismic tomographies with their location in the crown area a) P-wave velocity tomography. b) S-wave velocity tomography. A velocity contrast at about 12 m deep highlights the presence of the discontinuity D4 interpreted as an internal sliding surface.

Therefore, the interface can be modeled as a plane which is an acceptable assumption for a small-scale interpretation. The plane is adjusted in a least square sense on the tomography nodes at the transition between the velocities characterizing respectively the failed mass and the stable bedrock. A stronger weight is attributed to the V_p tomographies because the velocity contrasts are more important than in the V_s tomographies. The accuracy is estimated by adjusting different planes based on five different interpretations. The average orientation is thus characterized with a dip direction of $233^\circ \pm 8^\circ$ and a dip of $26^\circ \pm 4^\circ$ which is close to the average slope of the ground surface but lower than D1. Therefore this interface is not interpreted as the extension of D1 in depth, but as the limit of D4 between a highly fractured media and the less fractured bedrock in flysch. D4

could possibly correspond to an internal shear zone upon which a highly fractured rock is sliding in a dip-slope configuration.

Kinematics analysis

Displacements calculated from the TLS datasets between the period May 2008–May 2010 illustrate the landslide activity at the vicinity of D1, D2 and D3. The SDv computations on the point clouds indicate a maximum absolute elevation difference of 6.14 m between July 2008 and May 2010 (average error of 3.10^{-3} m with a standard deviation of 0.03 m) leading to an maximum vertical displacement rate of $3.07 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ along D1 and D2 of the top of the terrain unit 1 (Fig. 10). All the displacements in the terrain unit 1 are concentrated between D1 and D2 where tensions cracks are developing, thus explaining the low seismic velocities observed in this area (Fig. 9).

The elevation differences allow one to distinguish three coherent blocks 1a, 1b and 1c belonging in the terrain unit 1 (Fig. 8a); these blocks are progressively separated by the opening of tension cracks and the sliding along D1 and D2. Uphill, the terrain unit 2 is also destabilized due to the loss of buttress provided by terrain unit 1. No displacement is detected on the South-East side of D2 with reference to the accuracy of the TLS datasets (less than 0.05 m). These observations are in agreement with the morpho-structural analysis described previously. The displacement amplitudes of the SPs are far larger than the accuracy of the TLS datasets, thus giving a good confidence in the measurements. The SPs displacements allow one to determine the true 3D displacement vectors characterized by an average velocity of about $4.12 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ (Fig. 11).

Table 3 Average μ and standard deviation σ of the SPs displacements

	Elapsed days	μ (m)	σ (m)
18 May 08 - 25 July 08	68	1.69	0.07
25 July 08 -10 May 09	289	3.3	0.34
10 May 09 - 12 July 09	63	0.52	0.05
12 July 09 - 08 Oct. 09	88	0.39	0.09
08 Oct. 09 - 26 Apr.10	200	1.93	0.17
26 Apr. 10 - 27 May 10	31	0.34	0.05

The increase of the standard deviation of SPs displacements with the elapsed days between TLS acquisitions (Table 3) highlight the spatial heterogeneity of displacement in the top of the terrain unit 1 due to the progressive opening of tension cracks separating the blocks 1a, 1b and 1c (Fig. 10). On the opposite, the directions of the displacement vectors are constant in time and in space with an average dip direction and

dip of $228^\circ/34^\circ (\pm 4^\circ/\pm 2^\circ)$ (Fig. 12). Consequently, the short term kinematics of the terrain unit 1 seems to be mainly controlled by planar failures along D1 and D4.

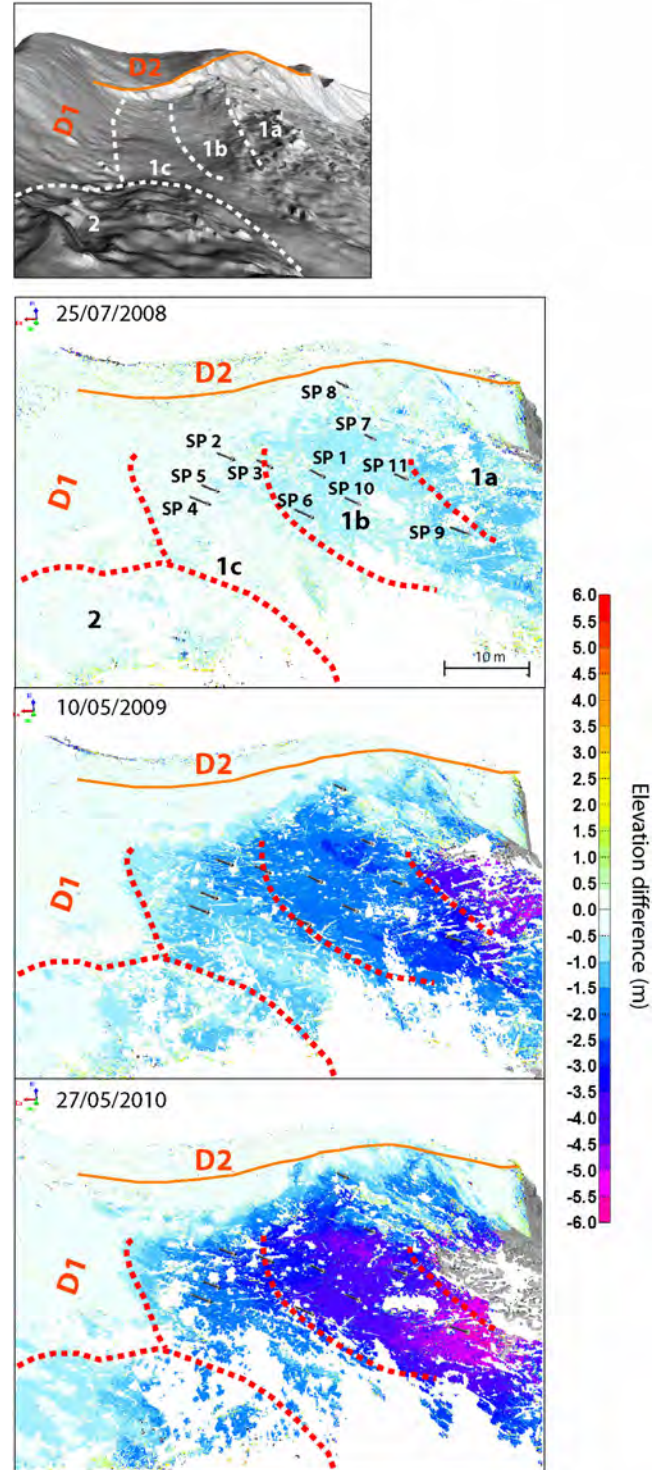


Fig. 10 TLS point cloud comparisons according to the reference date of 18 May 2008. The displacements are calculated with the shortest distance comparison in the vertical direction. A negative value means that the point elevation is lower than the point of the reference. Several blocks are clearly individualized through time. The blocks 1a, 1b and 1c belong to the sub-unit 1. The block 2 belongs to the sub-unit 2. The displacement vectors of the SPs are also indicated.

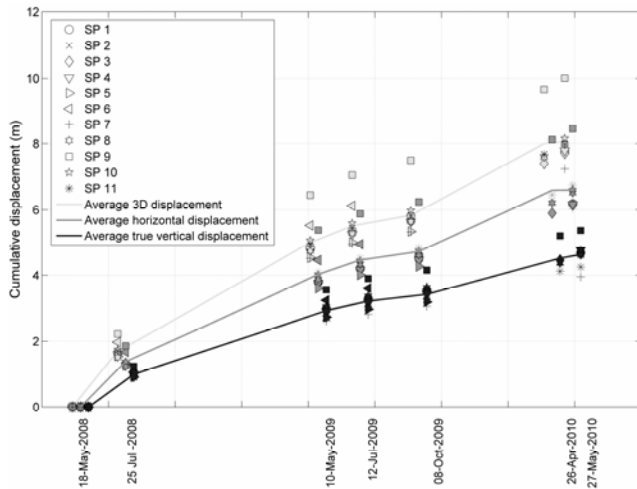


Fig. 11 Cumulated displacements of the SPs calculated with the roto-translation technique.

Concept for the failure mechanism

Because the upper part of the La Valette landslide is structurally controlled at small scale by planar sliding and wedge fracture configurations, a synthesis of the structural and kinematics analysis is done by the use of horizontal hemispherical projections (equal angle) (Richards et al., 1978; Hoek and Bray, 2004) (Fig. 12). The fracture sets identified in the terrain units 1, 2 and 4 are summarized in Table 4. Figure 13a presents the conceptual model of the failure mechanism interpreted from the integration of the ALS, TLS and seismic survey.

From a kinematical point of view, D3 and D2 define a wedge geometry with an axis direction and dip of $215^\circ/30^\circ \pm 11^\circ/5^\circ$ and a maximum depth varying between 60 to 80 m with a back-crack represented by D1. Because the wedge axis does not 'daylight' in the slope face, this geometry is precluded from a strict straight-forward wedge kinematic evaluation as a single homogeneous block (Hoek and Bray, 2004). In other words, the wedge cannot move without a buttress breakout. Therefore the wedge geometry can only constrain the landslide retrogression direction between D2 and D3 to the North. However a breakout interface cannot be totally excluded at the bottom of the scarp to explain the location of the source line and the subsidence along D1 in the terrain unit 1 (Fig. 13a).

Downhill, the mudslide body is acting as a buttress for the upper part. Consequently, the progression of the mudslide allows the development of dip-slope failures and coherent blocks start sliding along D4 laterally delimited by D2 and D3. Because the dip direction and dip of the 2-years displacements vectors in the terrain unit 1 are located between the great circles of D1 and D4 (Fig. 12), the displacement vector components are likely related to a sliding along D1 and D4, thus leading to a bi-planar

superimposed failure mechanism. In addition, the dip direction and dip of the displacements vectors are remarkably close to the intersection of the great circles of D2 and D3 which corresponds to the wedge axis orientation (Fig. 12). This observation consolidates the hypothesis of the predominant role of the wedge geometry on the long-term development of the landslide since its triggering date while the planar sliding explain the short-term landslide kinematics. D4 is probably not a pre-existing discontinuity and is likely related to a plastic deformation of the highly fractured flysch formation during the development of the dip-slope failure mechanism. The tension cracks observed at the ground surface are certainly connected to the shear zone D4 in depth, thus leading to a listric geometry which is usually observed in soft rocks and clay slopes.

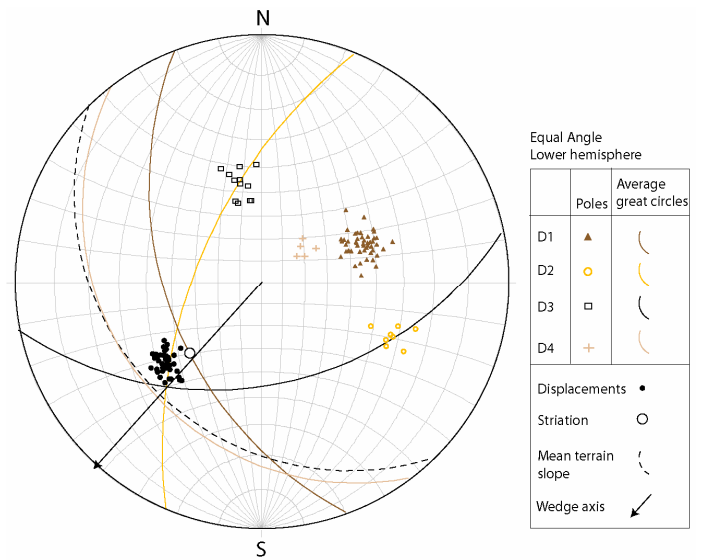


Fig. 12 Stereonet (equal angle, lower hemisphere) of the major discontinuities observed in the scarp and in the crown areas. The direction of displacement located between the great circles of D4 and D1 near the intersection of D2 and D3 strongly suggest that the upper part of the La Valette landslide is structurally-controlled by planar failure confined within a wedge geometry.

Volume estimation with the SLBL method

To estimate the volume of the failed mass along D4 in the terrain unit 1, an interpolation is carried out using the SLBL method. The discontinuities D1 (North-East limit), D2 (South-East limit), D3 (North-West limit) and D4 (basal limit in depth) are used to constrain the calculation domain of the SLBL by assuming that D4 is continuous with a slightly curved geometry. The mechanical weak zone highlighted by the spring line at the lower limit of terrain unit 1 (Fig. 8; Fig. 13a) is used as the Southern limit for the SLBL calculation. The unstable volume is calculated using a 2 m grid DEM interpolated from the ALS data. This cell size is essentially used for computation stability and time computing purposes. A tolerance of -0.3 defining the degree of curvature of the SLBL is selected in such way that the SLBL surface fits at best the discontinuity D4.

The result gives a slightly curved surface that flattens and daylight in the spring line A volume of 500'000 m³ is estimated (Fig. 13b). This volume represents the highly fractured mass

mobilized by D4 which is currently loading the underlying mudslide body.

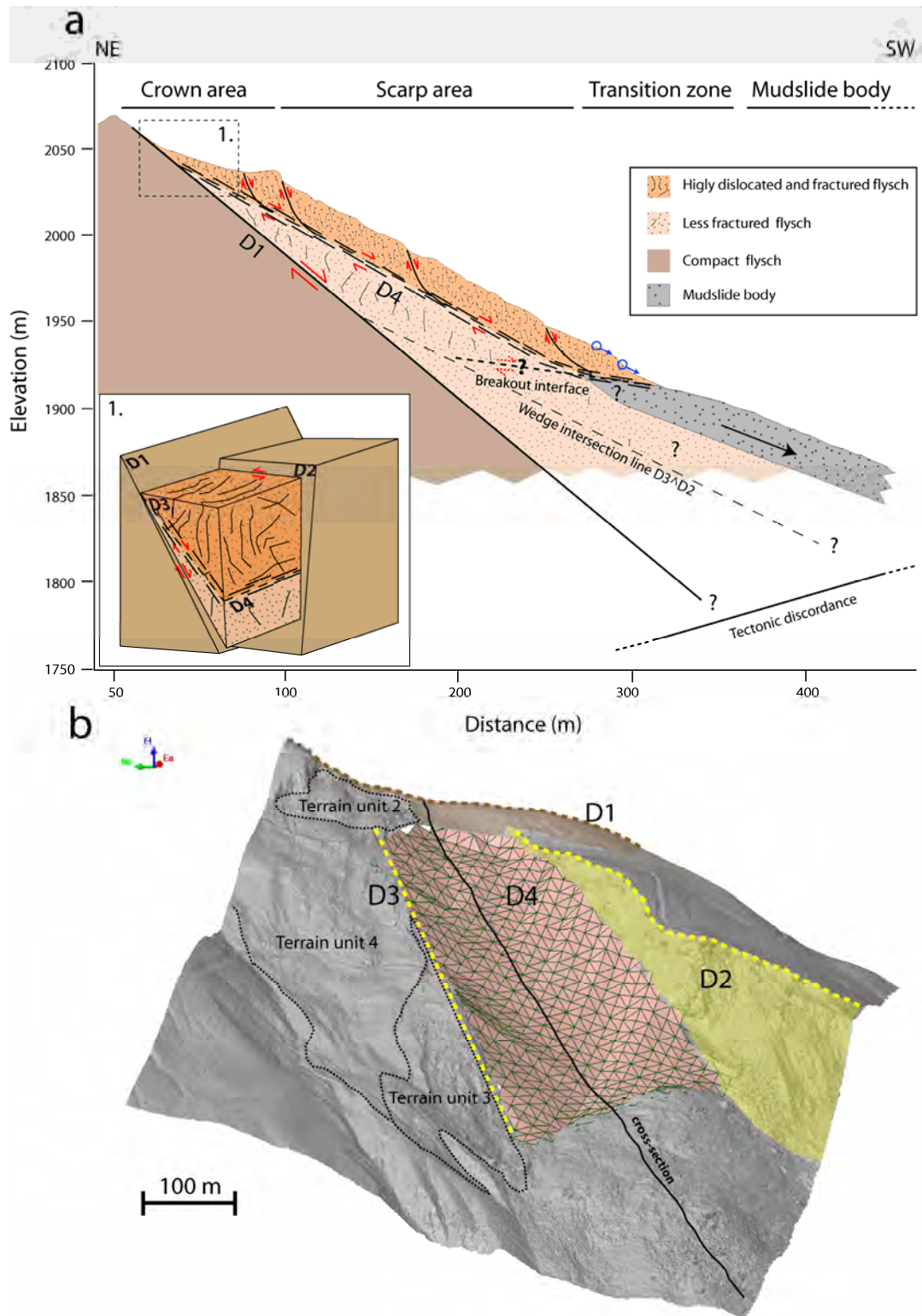


Fig. 13 Conceptual geological model of development of the upper part of the La Valette landslide. a) Proposed concept of the failure mechanism affecting the scarp and the crown areas. The morpho-structural and the kinematics analyses highlight a planar failure mechanism along D1 and D4 confined in a wedge geometry delimited by D2 and D3. The location of the cross-section is shown in Fig. 13b. b) 3D view of the discontinuity D4 extended with the SLBL computation. The ground topography above D4 has been removed.

Discussion and Conclusion

In the La Valette landslide, the morpho-structural analysis and the displacement analysis indicated a structurally-controlled evolution of the landslide at small scale. The retrogression failure observed in the upper part of the La Valette landslide is an intermediate case study between landslide developed in soft and in strong rocks. In strong rocks, the relationship between pre-existing fractures and the failure mechanism has been widely observed and illustrated (Sauchyn et al., 1998; Agliardi et al., 2001; Jaboyedoff et al., 2009). In soft rocks, the failure mechanism is propagated through intact materials of uniform shear strength (Irfan, 1998). Therefore conventional stability analyses are not fully appropriate because of the influence of both the mechanics of the discontinuities and the mechanics of the deforming soil. Although this aspect is out of the scope of this study, it will need specific attention for a further slope failure modeling. In addition, in such slow-moving complex landslides in soft rocks, it is often difficult to determine the exact location of the failure surface. The deformation may occur at more than one level or in different parts of the slope at different times (Cornforth, 2005). Therefore several additional failure surfaces not depicted in the conceptual model may be present in reality or may occur in the future. However, the proposed model is coherent with the ALS, TLS and seismic data and the field observations.

The upper part of the La Valette landslide is very probably a case of reactivation of an older landslide and is characterized with a succession of individual slides as it is often observed in large Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) (Agliardi et al., 2001). A first slide occurs and, as a consequence of the movement of this mass, other adjacent masses starts to move thus allowing the retrogression of the landslide to the North. The opening of tension cracks in the crown area is evidence of the initiation of a progressive failure. However, the flysch formation may already have undergone some deformation before the discontinuities start to open. The failure may have started in the weak zone D4 and along the pre-existing fractures D1, D2 and D3. Furthermore, the pre-failure behavior of successive slides is probably a consequence of non-uniform stress and strain conditions which prevent the upper part to a catastrophic failure. In the same way, the dip of D4 extended by the SLBL calculation (internal sliding surface mobilizing 500'000 m³ of the landslide mass) is very close to the residual friction angle of the reworked flysch (30°) (Colat and Locat, 1993; Le Mignon, 2004; Fig. 13b). Therefore the stability limit is not reached simultaneously in the whole mass and it would be very unlikely that the unstable mass will fail in a single event. Because the wedge axis delimited by D2 and D3 does not 'daylight' in the slope face, the probability of a catastrophic failure

is considerably reduced to a progressive release of material through shallow translational failure mechanisms controlled by D1 and D4. However the existence of breakout interfaces at the bottom of the main scarp cannot be totally excluded (Fig. 13a). Stresses would then be transferred by loading to the mudslide body acting as a reinforced buttress since the set-up of the drainage system in the middle part of the slope and the decrease of the mudslide velocity. The stress release occurs over an extended period due to the continuous sliding of the mudslide body (~1 m.year⁻¹). However, this buttress can become over-stressed if the activity of the upper part increases, thus potentially leading to a sudden acceleration of the mudslide or the development of an upper internal failure in the mudslide body. If the stress increment becomes excessive, the amount of deformation becomes deviated in the shallow part of the slope, thus leading to an increase of the slope inclination favoring shallow failures. Sudden releases of small volumes and fluidization of the mass at the vicinity of the spring line have been observed in the past and more recently in Spring 2009 when about 3000 m³ of reworked flysch suddenly mobilized in a mudflow over a distance of 250 meters. A development of the mudslide in areas where the buttress is less strong typically in the borders of the mudslide through lateral spreading is also possible. As a consequence of the important activity of the upper part, the lower mudslide part has to evolve differently than in the past according to the drainage works installed further downhill. The transition between the main scarp and the mudslide body constitutes a key zone controlling the overall landslide behavior because that part is susceptible to be over-stressed. Groundwater conditions of the upper part still need to be assessed in detail for a better understanding of the failure mechanisms. Hydro-mechanical modelling in progress will also help to better understand the failure mechanism.

To conclude, the efficiency of combining ground-based (LiDAR TLS, seismic tomography) and airborne-based (LiDAR ALS) geophysical information to characterize the landslide structure is demonstrated by the agreement observed between geological field observations, morpho-structural modeling and kinematics analysis. The advantage of combining different methods is to propose an interpretation adapted to the scale of the landslide which is not possible when only local (e.g. punctual) measurements are used. TLS data provide high resolution point clouds of the topography for large scale analysis which complements ALS data which are more suitable for smaller scale analysis. The seismic tomography survey provides spatially-distributed information on the geometry of the fractures in depth. The integration and the interpretation of this multi-source data allow one to propose possible landslide evolution scenarios. Furthermore, this study demonstrated that in soft rocks (e.g flysch formations), the morpho-structure information derived from field

observations and DEMs analysis does not fully reflect the internal structure of the slope without complementary information on the kinematics and on the internal structure provided with ground-based surveys. The proposed multi-technique approach can be applied to different types of landslides. A simple plot of the displacement vector in a stereonet with the observed discontinuity orientations can highlight structurally controlled landslides. This approach has been illustrated in the monitoring of strong rock-slope. Because multi-source data have heterogeneous qualities and different spatial resolutions, a major difficulty consists in the extraction of relevant information and in their integration in a coherent framework. Data georeferencing and re-interpretation are among the most important steps needed to detect inconsistencies among multi-source data (Caumon et al., 2009; Travelletti and Malet, 2011). A future challenge to improve the proposed methodology relies on coupling of 3D Geographic Information Systems (data storage and management) with 3D geometrical modeling packages allowing quick re-interpretation of the conceptual model of the slope.

Acknowledgements

This work was supported by the European Commission under the Marie Curie Contract '*Mountain Risks: from prediction to management and governance*' (FP6, MCRTN-035798; 2007-2010), and by the French Ministry of Research within the project '*SISCA: Système Intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain argileux*' (Contract ANR Risk-Nat, 2009-2012). The authors would like to acknowledge Mr. Georges Guiter and Mr. Michel Peyron from (RTM - *Restauration des Terrains en Montagne*, Office of Barcelonnette) for their assistance and discussion in the field. The authors are also grateful to Mr. Grzegorz Skupinski (University of Strasbourg) for his support in the acquisition of the Terrestrial Laser Scanning data. The authors are also grateful to two anonymous reviewers for their constructive comments.

References

- Agliardi F, Crosta G, Zanchi A 2001 Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59: 83–102
- Bitelli G, Dubbini M, Zanutta A 2004 Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies. In: *Proceedings of the XXth ISPRS Congress 'Geo-Imagery Bridging Continents'*, XXXV, Part B5, Istanbul, Turkey, 12–23 July 2004, ISPRS, pp 246–251
- BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) 1974. Carte et notice géologique de Barcelonnette au 1:50.000è. XXXV-39. Orléans, France, 38 p
- Caris JPT, van Asch ThWJ 1991 Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology* 31(3–4): 249–276
- Casson B, Delacourt C, Allemand P 2005 Contribution of multi-temporal sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5: 425–437
- Caumon G, Collon-Drouaillet P, Le Carlier de Veslud C, Sausse J, Visuer S 2009 Teacher's aide: 3D modeling of geological structures. *Mathematical Geosciences* 41(9): 927–945.
- Colas G, Locat J 1993 Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes-de-Haute-Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées* 187: 19–28
- Cornforth DH 2005 *Landslides in practice: investigation, analysis and remedial/preventative options in soils*. Wiley, USA, 625p
- Cruden DM 1976 Major slides in the Rockies. *Canadian Geotechnical Journal* 13: 8–20
- Cruden DM, Martin CD 2004 Before the Frank Slide: preparatory & triggering causes from maps and photographs. In: *Proceedings of the 57th Canadian Geotechnical Conference, GeoQuébec 2004*
- Crosta GB, Agliardi F 2003 Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal* 40: 176–191
- Déprez A, Malet J-P, Masson F, Ulrich P 2010 (submitted) Continuous monitoring and near-real time processing of GPS observations for landslide analysis: a methodological framework. *Engineering Geology*, 16p. (submitted)
- Dupont M, Taluy P 2000 Hydrogéologie du glissement de La Valette (avec carte au 1:5000è des venues d'eau). Internal Report, Université de Savoie, Chambéry, France, 45p http://eost.u-strasbg.fr/omiv/Publications_la_valette.html
- Eberhardt E, Thuro K, Luginbuehl M 2005 Slope instability mechanisms in dipping interbedded conglomerates and weathered marls – the 1999 Ruffi landslide, Switzerland. *Engineering Geology* 77: 35–56
- Evin M 1992 Prospection sismique en partie basse de la coulée de La Valette. Internal Report, RTM – Restauration des Terrains en Montagne, Barcelonnette, France http://eost.u-strasbg.fr/omiv/Publications_la_valette.html
- Feng QH, Röshoff K 2004 In-situ mapping and documentation of rock faces using a full-coverage 3-D laser scanning technique. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41: 139–144
- Golts S, Rosenthal E 1993 A morphotectonic map of the northern Arava in Israel derived from isobase lines. *Geomorphology* 7: 305–315
- Gosar A, Stopar R, Car M, Mucciarelli M 2001 The earthquake on 12 April 1998 in the Krn mountains (Slovenia): ground-motion amplification study using microtremors and modelling based on geophysical data. *Journal of Applied Geophysics* 47: 153–167.
- Grandjean G, Pennetier C, Bitri A, Méric O, Malet JP 2006 Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique: l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze. *Comptes Rendus Géosciences* 338(9): 587–595
- Grandjean G, Malet J.-P., Bitri A, Méric O 2007 Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2): 127–136
- Hermann RB 1987 *Computer programs in seismology*. Saint-Louis University, Saint-Louis, MO, USA, 317p

- Hoek E, Bray JW 2004 Rock Slope Engineering. Civil and Mining. Fourth Edition. Institute of Mining and Metallurgy London, UK, 456p
- InnovMetric, 2009 PolyWorks User's Manual - 3-D scanner and 3-D digitizer software from InnovMetric Software Inc., <http://www.innovmetric.com/>
- International Society for Rock Mechanics (ISRM) 1981 Rock Characterization, Testing and Monitoring; ISRM Suggested Method. Pergamon Press, Oxford, UK.
- Irfan TY 1998 Structurally controlled landslides in saprolitic soils in Hong Kong. *Journal of Geotechnical and Geological Engineering* 16: 215–238
- Jaboyedoff M, Ornstein P, Rouiller JD 2004a Design of a geodetic database and associated tools for monitoring rock-slope movements: the example of the top of Randa rockfall scar. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4: 187–196
- Jaboyedoff M, Baillifard F, Couture R, Locat J, Locat P 2004b New insight of geomorphology and landslide prone area detection using DEM. In: Lacerda WA, Ehrlich M, Fontoura AB, Sayo A (eds.), *Landslides evaluation and stabilization*, Balkema, Rotterdam, pp 199–205
- Jaboyedoff M, Couture R, Locat P 2009 Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology* 103: 6–16
- Jongmans D, Garambois S 2007 Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178(2): 101–112
- Jongmans D, Bièvre G, Renalier F, Schwartz S, Beaurez N, Orenge Y 2009 Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology* 109: 45–56
- Lee BU, Kim CM, Park RH, Nurre JH, Corner BR 1999 Error sensitivity of rotation angles in the ICP algorithm. *SPIE Proceedings Series A.*, 3640: 146–156
- Le Mignon G 2004 Analyse de scénarios de mouvements de versants de type glissement-coulées. Application à la région de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). PhD Thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France, 210 p
- Le Mignon G, Cojean R 2002 Rôle de l'eau dans la remobilisation de glissements-coulées (Barcelonnette, France). In: Wagner P, Rybar J, Stemberk J (eds). *Proceedings of the first European Conference on Landslides*, Prague, Czech Republic. pp 239–244.
- LePrince S, Berthier E, Ayoub F, Delacourt C, Avouac J-P 2008 Monitoring Earth surface Dynamics dynamics With with Optical Imagery. *Eos*: 89, 1-5.
- Leroueil S 2001 Natural slopes and cuts: movement and failure mechanisms. *Geotechnique* 51: 197–243
- McMechan GA, Yedlin MJ 1981 Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics* 46: 869–874
- Méric O, Garambois S, Cadet H, Malet JP, Guéguen P, Jongmans D 2007 Seismic noise based methods for soil landslide characterization, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2): 137–148.
- Mills HH 2003 Inferring erosional resistance of bedrock units in the East Tennessee mountains from digital elevation data. *Geomorphology* 55: 263–281
- Monserat O, Crosetto M 2008 Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3-D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry* 63: 142–154
- Oppikofer T, Jaboyedoff M, Kreusen HR 2008 Collapse at the Eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience* 8: 531–535
- Oppikofer T, Jaboyedoff M, Blikra LH, Derron MH, Metzger R 2009 Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Science* 9: 1003–1019
- Prokop A, Panholzer H 2009. Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9: 1921–1928
- Richards LR, Leg GMM, Whittle RA 1978 Appraisal of stability conditions in rock slopes. In: Bell FG (ed): *Foundation engineering in difficult ground*. Newnes-Butterworths, London, pp. 449–512
- Rosser NJ, Petley DN, Dunning SA, Lim M, Ball S 2007 The surface expression of strain accumulation in failing rock masses. In: Eberhardt E, Stead D, Morrison T (eds): *Rock mechanics: meeting Society's challenges and demands*. *Proceedings of the 1st Canada–U.S. Rock Mechanics Symposium*, Vancouver, Canada, 27–31 May 2007, Taylor & Francis, pp. 113–120
- Sartori M, Baillifard F, Jaboyedoff M, Rouiller JD 2003 Kinematic of the 1991 Randa rockfall (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 423–433
- Sauchyn DJ, Cruden DM, Hu HQ 1998 Structural control of the morphometry of open rock basins, Kananaskis region, southwestern Alberta. *Geomorphology* 22: 313–324
- Schuster GT, Quintus-Bosz A 1993 Wavepath eikonal traveltime inversion: theory. *Geophysics* 58: 1314–1337
- Squarzon C, Delacourt C, Allemand P 2003 Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering Geology* 68: 53–66.
- Squarzon C, Delacourt C, Allemand P 2005 Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology* 79: 215–229.
- Slob S, Hack R 2004 3D Terrestrial Laser Scanning as a new field measurements and monitoring technique. In: Hack R, Azzam R., Charlier R. (eds): *Engineering geology for infrastructure planning in Europe. A European perspective*. *Lecture Note in Earth Sciences*. Springer, Berlin-Heidelberg, pp 179–190
- Tarantola A 2005 Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. *SIAM – Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia, U.S.A, 342 p
- Teza G, Galgaro A, Zaltron N, Genevois R 2007 Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing* 28: 3425–3446
- Travelletti J, Oppikofer T, Delacourt C, Malet J-P, Jaboyedoff M 2008 Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). In: *ISPRS - The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII. Part B5, pp. 485–490
- Travelletti J, Malet J-P, Hibert C, Grandjean G 2009 Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D

morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). In: Malet J-P, Remaître A, Boogard T. (eds) Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CERG Editions, pp 203-208

Travelletti J, Demand J, Jaboyedoff M, Marillier F 2010 Mass movement characterization using a reflection and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology* 116: 1–10

Travelletti J, Malet J-P (2011) Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *Engineering Geology*. doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.05.003

Travelletti, J, Delacourt, C, Allemand, P, Malet, J-P, Schmittbuhl, J, Toussaint, R, Bastard, M 2011 (in press). Correlation of multi-temporal ground-based images for landslide monitoring: application, potential and limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 17p (accepted, in press).

Vallet J, Skaloud J 2004 Development and experiences with a fully-digital handheld mapping system operated from a helicopter. In: The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Istanbul, Vol. XXXV, Part B5.

J. Travelletti – J.-P. Malet

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, University of Strasbourg (EOST), 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg Cedex, France (julien.travelletti@unistra.fr; Phone: +33 (0)3 90 85 01 14)

GEOPHEN - LETG, CNRS UMR 6554, University of Caen Basse-Normandie, F-14032 Caen Cedex, France

K. Samyn – G. Grandjean

BRGM, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, 3 Avenue Guillemin, F-45100 Orléans, France

M. Jaboyedoff

IGAR, Institute of Geomatics and Analysis of Risk, University of Lausanne, CH-1015 Lausanne, Switzerland

3.4.1.2 Géométrie de la base de l'escarpement principal

Bien que la base de l'escarpement principal fasse partie de la zone de transit, il a été préférable de la traiter de manière indépendante car elle se situe à la transition entre les matériaux glissés de l'escarpement et le corps de la coulée. Cette zone est située à proximité de nombreuses lignes de sources responsables en surface de zones marécageuses au lieu-dit "Les Sagnes" actuellement drainées par les installations du RTM (Figure 3.5). De part son influence sur le comportement hydrologique de la coulée, la géométrie de cette zone est importante à investiguer. Quatre profils de tomographie de résistivité électrique L5, L6, T5 et T6 ont été acquis et traités selon la procédure décrite précédemment au chapitre § 3.2.1.

Les profils électriques L5 et T5 au lieu-dit « Les Sagnes » révèlent l'existence d'une interface plane localisée entre 5 et 10 m de profondeur séparant un milieu de 15 à 70 $\Omega.m$ d'un milieu de résistivités supérieures à 100 $\Omega.m$ (Figure 3.7). Ces valeurs de résistivité sont comparables à celles observées sur d'autres glissements-coulées développés dans les marnes noires (Schmutz et al., 2000 ; Méric et al., 2007 ; Grandjean et al., 2007). Par conséquent, elles correspondraient aux matériaux du glissement et du substratum stable. Sur le profil T5, l'extension latérale de l'interface se matérialise par une remontée des résistivités en bordure du glissement. L'épaisseur du glissement diminue également vers l'aval. Cependant, la limite aval du glissement n'est pas clairement identifiable. Le manque de contraste est probablement dû à l'écoulement des eaux de subsurface plus en aval, ce qui explique les faibles valeurs de résistivités ($< 20 \Omega.m$) de ces terrains.

La géométrie du glissement dans la zone à blocs est plus complexe du fait de la présence de paquets cohérents de matériaux progressivement incorporés dans la coulée (Figure 3.7). Deux paquets de blocs sont identifiables dans les profils L6 et T6. Ils sont caractérisés par des valeurs de résistivités supérieures à 100 $\Omega.m$. Dans le profil T6, le premier paquet à l'Ouest atteint une profondeur de 30 m alors que le second à l'Est atteint une profondeur supérieure à 35 m. La profondeur de ce paquet de blocs dépasse la profondeur d'investigation du profil électrique T6. Les valeurs de résistivité élevées montrent sans surprise que la zone à blocs est particulièrement drainante avec des teneurs en eau faibles. Par conséquent, les sources provenant de l'escarpement principal se réinfiltreraient rapidement sous la coulée.

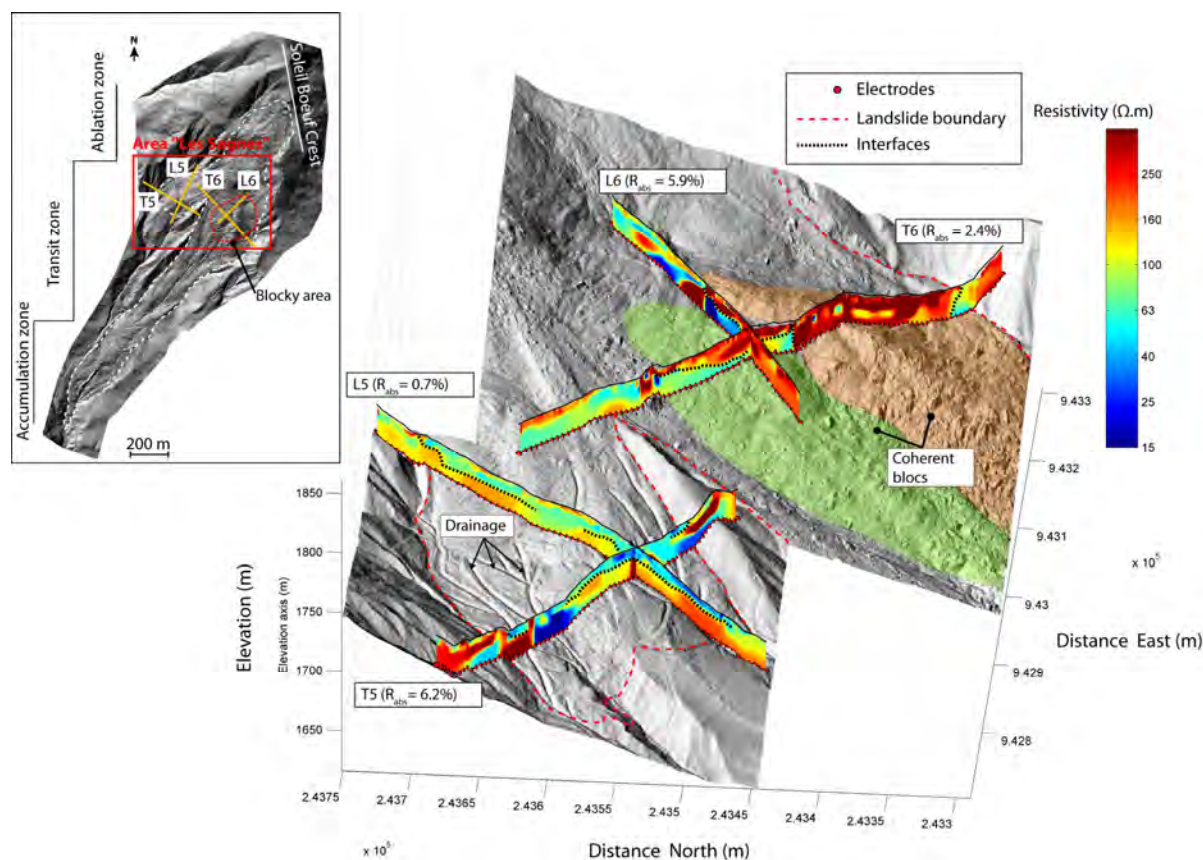


Figure 3.7 - Profils de résistivité électrique au lieu-dit Les Sagnes et dans la zone à blocs provenant de la nappe du Pelat.

3.4.2 Géométrie de la zone de transit et d'accumulation

Les matériaux provenant de la partie amont du glissement sont canalisés dans l'ancien lit des torrents du Serre et de La Valette (Figure 3.6, Figure 3.8). Bien que l'installation des systèmes de drainage dans les années 1990 ait considérablement réduit les vitesses annuelles moyennes de 35 cm.jour^{-1} à 0.3 à 3 cm.jour^{-1} , cette zone représente un danger de part sa proximité au village de St Pont situé 1 km en aval. Ce secteur, en phase lente d'élévation, est susceptible de se fluidifier en coulée de boue comme cela a été observé en 1988.

Ce travail a été révisé et accepté sous la forme d'un résumé étendu pour la conférence internationale "Landslide Processes : from Geomorphologic mapping to dynamic modelling" tenue à Strasbourg le 6-7 Février 2009 (Annexe 1). Ce travail est également en cours de préparation pour être soumis dans le journal *Near Surface Geophysics* (IP : 0.83) (auteurs : Samyn K., Travelletti J., Grandjean G., Malet J.-P., Bitri, A).

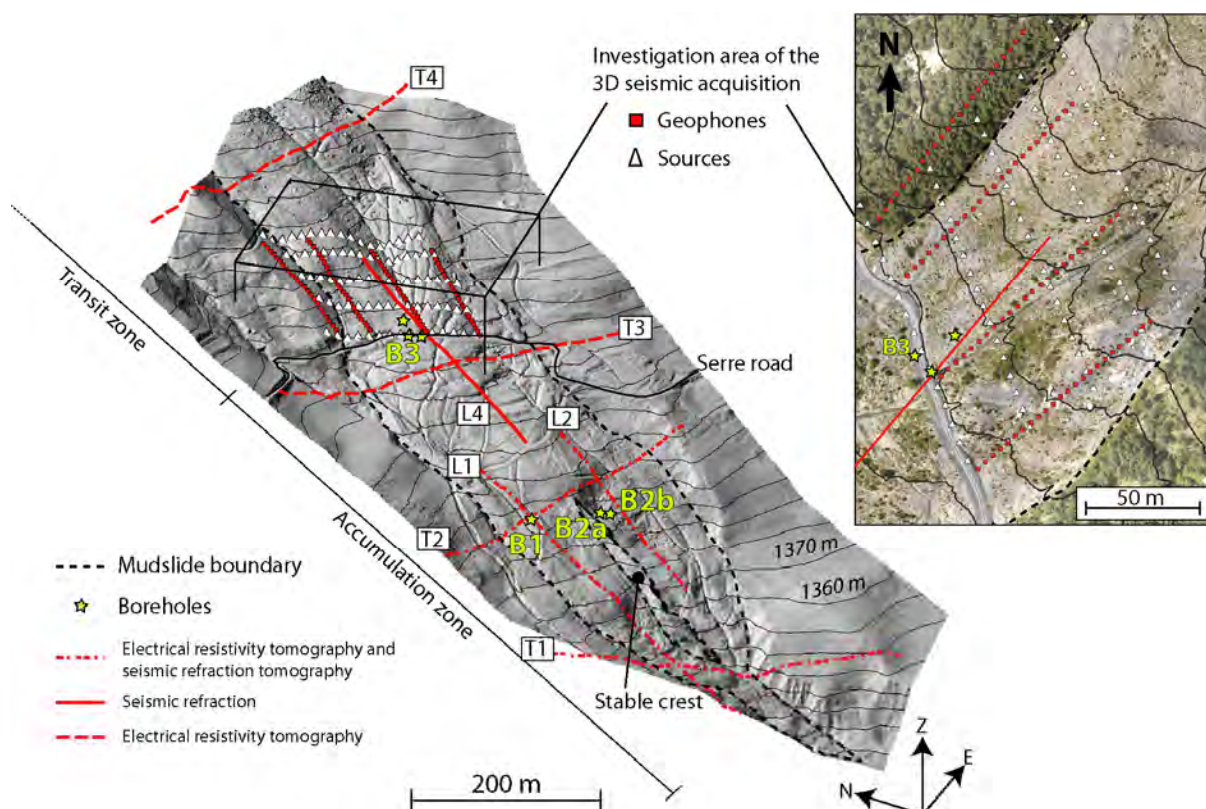


Figure 3.8 - Vue 3D des dispositifs des acquisitions géophysiques effectuées entre 2007 et 2010 dans la zone de transit et d'accumulation de la coulée de La Valette avec un agrandissement de la configuration d'acquisition de la tomographie sismique 3D.

3.4.2.1 Méthodologie pour la construction du modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation

Une méthodologie identique à celle appliquée au glissement-coulée de Super-Sauze (§ 3.3) est développée. Elle consiste à intégrer des données diverses de type géomorphologique, géotechnique avec les données géophysiques.

- **Données géomorphologiques :**

Les traits morphologiques (forme des versants, position de l'ancien réseau hydrographique) ont été identifiés à partir d'observations de terrain (fissuration, bourrelet), de l'analyse d'orthophotographies aériennes avant et après le déclenchement en 1974 et 2007 et du modèle numérique de terrain interpolé avec une résolution de 1 m par triangulation linéaire à partir de données ALS de 2007. Ces données ont permis d'identifier les limites du

glissement et l'ancienne position des torrents du Serre et de La Valette. Ces analyses sont validées et complétées par les observations de terrain. Dans la zone d'accumulation, la morphologie ante-glissement est caractérisée par les deux thalwegs parallèles des torrents de La Valette et du Serre aux flancs raides et dissymétriques qui ont été progressivement comblés par les matériaux glissés (Figure 3.6). La confluence se situe à l'aval de l'îlot stable (Figure 1.6).

• Données géotechniques :

Quatre forages destructifs (B1, B2a, B2b et B3) ont été réalisés par la société Fondasol en juillet 2008 à proximité des profils géophysiques afin d'identifier la structuration verticale de la coulée et valider les tomographies géophysiques (Figure 3.5, Figure 3.8). Deux forages destructifs ont également été réalisés à proximité du forage B3 au printemps 2011 jusqu'à une profondeur de 10 m. Les forages B1 et B2 ont été d'abord forés au taillant \varnothing 64 mm à 31.2 et 30.0 m de profondeur. Quatre essais pressiométriques par sondages ont été effectués dans B1 et B2b (Module pressiométrique E_M et pression limite P_L). B1 et B2a ont été ensuite élargis au taillant \varnothing 115 mm sur toute la hauteur et équipés d'un tube piézométrique en PVC. Le forage B2b a été réalisé au tricône \varnothing 115 mm jusqu'à 18.0 m puis au tricône \varnothing 76 mm jusqu'à 30.0 m et équipé d'un tube piézométrique en PVC. Le forage B3 a été foré à l'odex 90 jusqu'à 28.0 m puis au marteau fond de trou jusqu'à 40 m de profondeur. Trois essais Lugeon ont été réalisés à la profondeur du substratum stable. Le forage B3 est équipé d'un tube inclinométrique scellé jusqu'à 39.0 m de profondeur par un coulis de ciment injecté par le fond. Les mesures inclinométriques sont effectuées manuellement à période de deux semaines d'août à décembre 2008. Des mesures supplémentaires sont également réalisées par passages de gabarits de 20 et 50 cm afin de localiser les profondeurs de coincement (profondeur où la déformation du tube est trop importante pour permettre le passage du gabarit).

3.4.2.2 Interprétations des données géotechniques

Comme observée dans les études antécédentes (Colas, 1990), la structure interne des zones de transit et d'accumulation ne présentent pas d'importantes variations lithologiques. Le toit du substratum est localisé respectivement à 20.7 m, 16.5 m, 17.2 m et 25 m de profondeur dans les forages B1, B2a, B2b et B3 (Figure 3.8). Le glissement est composé d'une matrice argileuse silto-sableuse avec différents degrés de compaction incluant des blocs métriques de natures diverses (marne, carbonate, grès).

Lors de la mesure de la référence inclinométrique dans le forage B3 effectuée trois semaines après l'installation du tube, un blocage de la sonde est identifié à 19.40 m de profondeur. Ce blocage a pu être provoqué par un endommagement du tube lors de sa mise en place à travers une zone à blocs identifiée dans le forage B3 à 18 m de profondeur (Figure 3.9) ou par une surface de glissement interne. La profondeur de blocage a servi de valeur 0 pour calculer la déformée du tube. Par conséquent, les déplacements obtenus au-dessus de cette profondeur sont sous-estimés.

L'allure de la déformée met en évidence deux surfaces de glissement à 10 m, 13.5 m de profondeur. La présence de la surface de glissement à 13.5 m est confirmée par les mesures aux gabarits dans les forages B2a et B2b. Cependant, elle n'a pas été encore identifiée à ce jour dans le forage B1. L'augmentation du taux de déformation à proximité de la profondeur de blocage valide l'hypothèse d'une surface de glissement interne à 19.40 m. La structure interne du forage B3 est également fondée sur le profil vertical de vitesses sismiques obtenues par tomographie de sismique réfraction (profil L4, Figure 3.8). Elle peut être décomposée en trois unités :

1. Une unité superficielle C1 de 10 m d'épaisseur composée d'un mélange de blocs métriques de natures diverses (marne, carbonate, grès) dans une matrice hétérogène silto-sableuse et argileuse (E_M de 6-18 MPa, P_L de 0.5 - 1.0 MPa). La base de cette unité correspond environ à l'isovaleur de vitesse V_p de 1400 m.s^{-1} . Une zone de cisaillement interne est également identifiée à 5 m de profondeur ;
2. Une unité profonde C2 localisée vers 10 m de profondeur, épaisse d'environ 15 m et de même nature que l'unité superficielle (E_M de 6-18 MPa, P_L de 0.5 - 1.0 MPa). Une surface de glissement interne à 19.40 m de profondeur est également présente dans cette unité ;

- Le substratum stable S formé de marnes noires compactes localisé à environ -25 m caractérisé par des vitesses V_p supérieure à 2500 m.s^{-1} . Cette formation est imperméable (K_s de 10^{-7} - 10^{-8} m.s^{-1}) et rigide (E_M de 228-720 MPa, $P_L > 8 \text{ MPa}$).

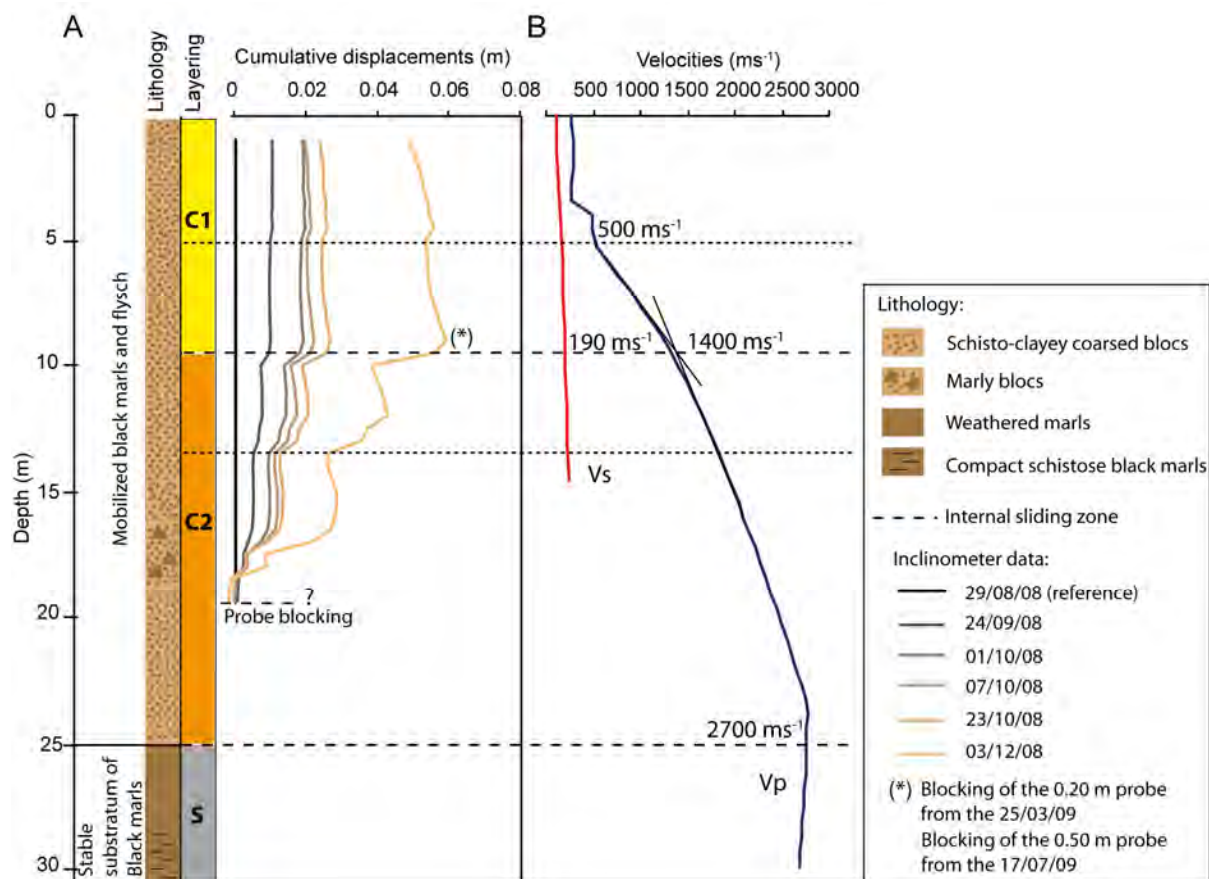


Figure 3.9 - Structure interne de la coulée de La Valette dans le forage B3, A) log stratigraphique et déformée du tube inclinométrique. A la mesure de la référence le 29/08/08, la sonde inclinométrique (longueur de 1 m) est restée bloquée à 19.40 m de profondeur, B) profils verticaux de vitesses inversées V_p et V_s à partir de la tomographie 2D des vitesses sismiques du profil L4. Trois couches C1, C2 et S sont identifiées.

3.4.2.3 Interprétations des tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction 2D et 3D

• Zone de transit :

L'inversion des temps des premières arrivées de l'acquisition sismique 3D révèle une zone de faibles vitesses (500 à 1900 m.s^{-1}) contrastant avec une zone à plus grandes vitesses (1900 à 3000 m.s^{-1}) située en bordure du modèle de vitesses et en profondeur (Figure 3.10). La géométrie de la zone de faibles vitesses correspond au corps du glissement-coulée.

On dénote cependant que la vitesse V_p (1900 m.s^{-1}) caractérisant le substratum stable est inférieure d'environ 500 à 800 m.s^{-1} à celle déterminée par tomographie 2D dans le profil L4 (2500 à 2700 m.s^{-1} , Figure 3.8). A cause de la géométrie incurvée du substratum, le passage de raies sismiques dans des zones rapides latérales à proximité des zones stables pourraient expliquer les vitesses plus importantes observées dans le profil sismique 2D (effet 3D). Toutefois, ces gammes de vitesses du substratum marneux restent en accord avec celles obtenues dans des glissements-coulées marneux similaires (Grandjean et al., 2006 ; Méric et al., 2007). De plus, considérant l'objectif de cette partie, la magnitude des vitesses est secondaire par rapport à leur variation spatiale (gradient de vitesse). Les contrastes de vitesses observés dans la tomographie 3D et 2D du profil L4 sont en bon accord avec les données du forage B3. Les isovaleurs de 1200 m.s^{-1} et 1900 m.s^{-1} correspondent en profondeur aux interfaces C1-C2 et C2-S observées dans le forage B3 vers 10 m et 25 m de profondeur

(Figure 3.9). On remarque cependant des remontées irréalistes de vitesses en bordure du modèle 3D (zones aval et amont) où le degré de couverture de raies sismiques est quasi nul.

Le profil L4 permet de faire le lien structural avec la zone d'accumulation en contrebas.

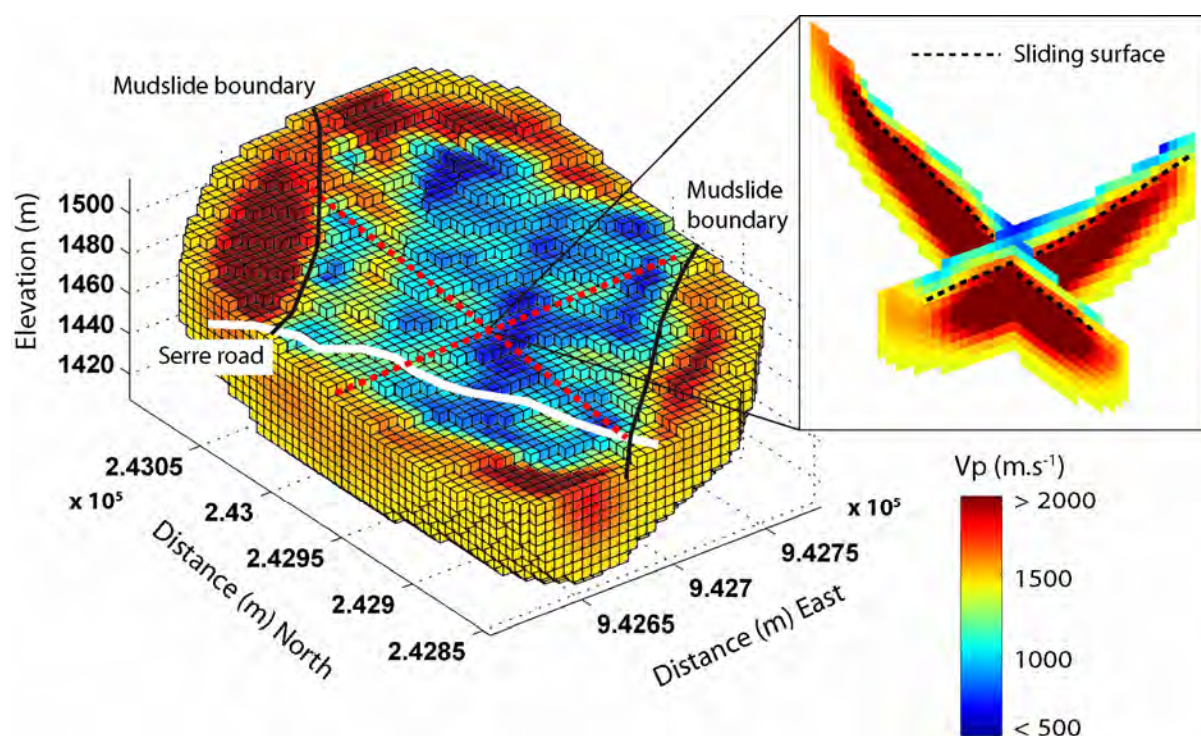


Figure 3.10 - Modèle 3D de vitesses V_p à résolution de 5 m dans lequel deux profils ont été extraits pour visualiser la distribution des vitesses en profondeur. Le contraste de vitesse entre les matériaux de la coulée et le substratum stable est identifié vers 25 m de profondeur. Les remontées des vitesses V_p en bordure aval et amont correspondent aux zones du modèle non contraintes dans l'inversion. Ces vitesses ne sont pas réalistes.

- **Zone d'accumulation:**

Les profils 2D de résistivité électrique indiquent un fort contraste de résistivité en profondeur et en surface entre le glissement et le substratum stable validé par les données litho-stratigraphiques des forages et les données géomorphologiques. De manière générale, aucune différence structurale importante n'est identifiée entre les modèles de résistivité inversés à partir d'acquisitions Dipôle-Dipôle ou Wenner-Schlumberger. Toutefois, la position des deux thalwegs du Serre et de La Valette, disposés de façon asymétrique par rapport à l'axe Nord Est – Sud Ouest de l'îlot stable, est mieux reproduite avec une configuration Wenner-Schlumberger (Figure 3.11 B).

Les tomographies 2D des vitesses V_p présentent un bon contraste de vitesses en profondeur également validé par les données litho-stratigraphiques des forages (Figure 3.11 A). Les limites du glissement et la présence de l'îlot stable ne sont toutefois pas clairement identifiables. Cela est expliqué par le recouvrement des vitesses sismiques des dépôts morainiques dans les parties stables avec celles des matériaux de la coulée (300 m.s^{-1} à 1000 m.s^{-1}) (Colas, 1990). Le profil vertical de vitesses V_p à proximité du forage B3 est en accord avec la structure verticale globale de la coulée dérivée de l'analyse de la déformée du tube inclinométrique B3 (Figure 3.9). Les contrastes de vitesses V_s sont nettement moins importants que ceux observés dans les tomographies de résistivité électrique et de vitesse V_p , le gradient vertical de vitesse V_s y est constant (Figure 3.9). La forte atténuation des ondes de surface avec la profondeur ne permet pas d'obtenir des vitesses d'ondes S dans le substratum.

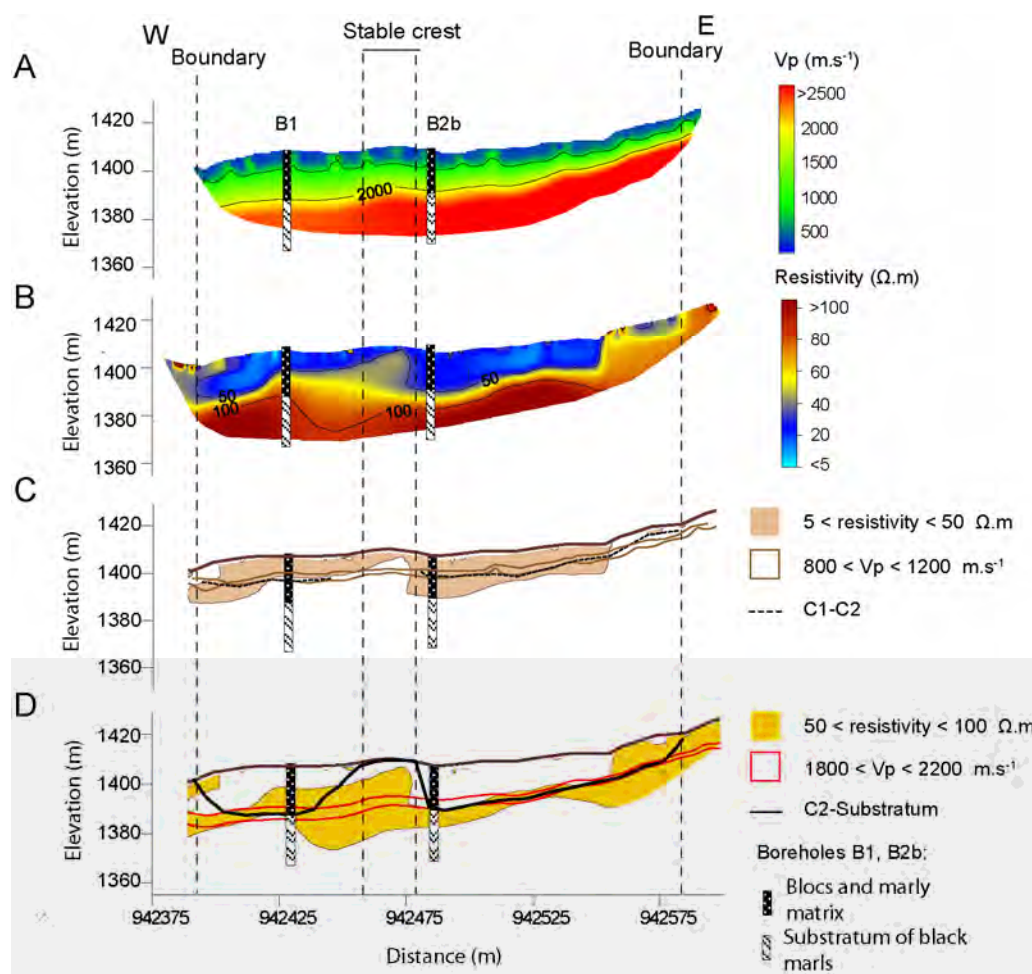


Figure 3.11 - Interprétation croisée des tomographies de sismique réfraction et de résistivité électrique dans la zone d'accumulation le long du profil T2, A) modèles de vitesses V_p , B) modèle de résistivités électriques (configuration Wenner-Schlumberger, RMSE 2.1%) où la géométrie de l'îlot stable est bien déterminée, C) localisation possible de l'interface C1-C2, D) et de l'interface C2-S par la méthode de mise en correspondance d'enveloppes de paramètres pétro-physiques.

Les profondeurs du substratum identifiées à partir des tomographies électrique et sismique du profil T2 sont validées par les données géotechniques des forages B1, B2a, B2b et les observations de terrain (crête stable, limite du glissement). Les profondeurs sont également comparables à celles du profil sismique L4. Pour ces raisons, le profil T2 est considéré comme le modèle géophysique de référence pour interpréter l'ensemble des données dans la zone d'accumulation et identifier les plages de valeurs géophysiques pour fixer les épaisseurs des couches. Une succession de trois couches géophysiques peut donc être identifiée à partir des paramètres V_p , V_s et ρ (Table 3.2). Cette structuration en trois couches, ainsi que les valeurs des paramètres géophysiques, sont comparables à celles observées sur d'autres glissements-coulées développés dans les marnes noires (Schmutz et al., 2000 ; Méric et al., 2007 ; Grandjean et al., 2007).

Table 3.2 - Gamme de paramètres pétro-physiques, [vitesses des ondes P (V_p) des ondes S (V_s) et résistivités électriques (ρ)] associée aux couches géotechniques C1, C2 et au substratum stable.

	V_p	V_s	ρ
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	Ω.m
C1	240 à 1400	70 à 180	5 à 50
C2	1000 à 2700	> 180	40 à 100
Substratum	1800 à 3500	-	> 100

A partir du modèle géophysique et géotechnique en trois couches, la mise en cohérence des interprétations des données géophysiques est fondée sur la correspondance d'enveloppes de valeurs de paramètres géophysiques, calées sur les informations de la structure interne fournies par les forages (Figure 3.11 C, D). L'enveloppe de vitesses V_s n'est pas considérée étant donné que la résolution et la précision des modèles inversés des vitesses V_s ne permettent pas de discriminer clairement les couches à la verticale (Figure 3.9).

3.4.2.4 Résultats : modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation

Les positions des torrents du Serre et de La Valette correspondent à des points bas topographiques qui permettent de contraindre le modèle géométrique dans la zone d'accumulation. La méthode d'intégration est identique à celle ayant servi à intégrer les crêtes stables dans le modèle géométrique du glissement de Super-Sauze (§ 3.3). Dans la zone d'accumulation, les interfaces issues du croisement des différents paramètres géophysiques et géomorphologiques ont été discrétisées en points d'altitude. Dans la zone de transit, les isovalues de 1200 m.s^{-1} et 1900 m.s^{-1} du modèle de vitesses 3D sont également discrétisées en points d'altitude. Pour que les limites du modèle géométrique correspondent exactement à la limite cartographiée du glissement, seuls les points localisés au centre du modèle de vitesse 3D (entre les lignes de géophones) sont extraits (Figure 3.8, Figure 3.12). En effet, le recouvrement des vitesses sismiques des dépôts morainiques avec celles des matériaux de la coulée ne permet pas distinguer de façon suffisamment précise les limites du glissement dans le modèle 3D de vitesse. De plus, des remontées irréalistes de vitesse se produisent en bordure du modèle où l'inversion est relativement peu contrainte par les données. Comme pour le modèle géométrique de Super-Sauze, les interfaces C1-C2 et C2-S ont été interpolées par Krigeage Universel avec une maille de 5 m. Un post-traitement a été appliqué pour corriger les interférences entre les interfaces. Finalement un lissage est réalisé pour réduire les variabilités géométriques très locales. Les données litho-stratigraphiques et inclinométriques des forages n'ont pas été utilisées dans l'interpolation afin de calculer un RMSE à partir de l'écart résiduel entre l'interface interpolée et l'interface déterminée dans les forages B1, B2a, B2b et B3.

Les résultats sont présentés dans la Figure 3.12. Des valeurs de RMSE de 0.6 m pour C1-C2 et de 1.1 m pour C2-S sont déterminées. La profondeur des interfaces varie entre 0 et 25 m pour C1-C2 et entre 0 et 35 m pour C2-S. Le volume de la zone de transit et de la zone d'accumulation est estimé à $2.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ représentant 62% du volume total du glissement de la Valette ($3.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$; Le Mignon et Cojean, 2002) (Figure 3.13).

La zone de transit est relativement bien contrainte par les données grâce à la bonne résolution spatiale de l'acquisition sismique 3D. À l'inverse, la partie du modèle géométrique au-dessous de la route du Serre dépend fortement de la technique d'interpolation. L'incertitude sur l'interface C1-C2 est particulièrement due à l'absence de contraste net de résistivités et de vitesses dans les tomographies.

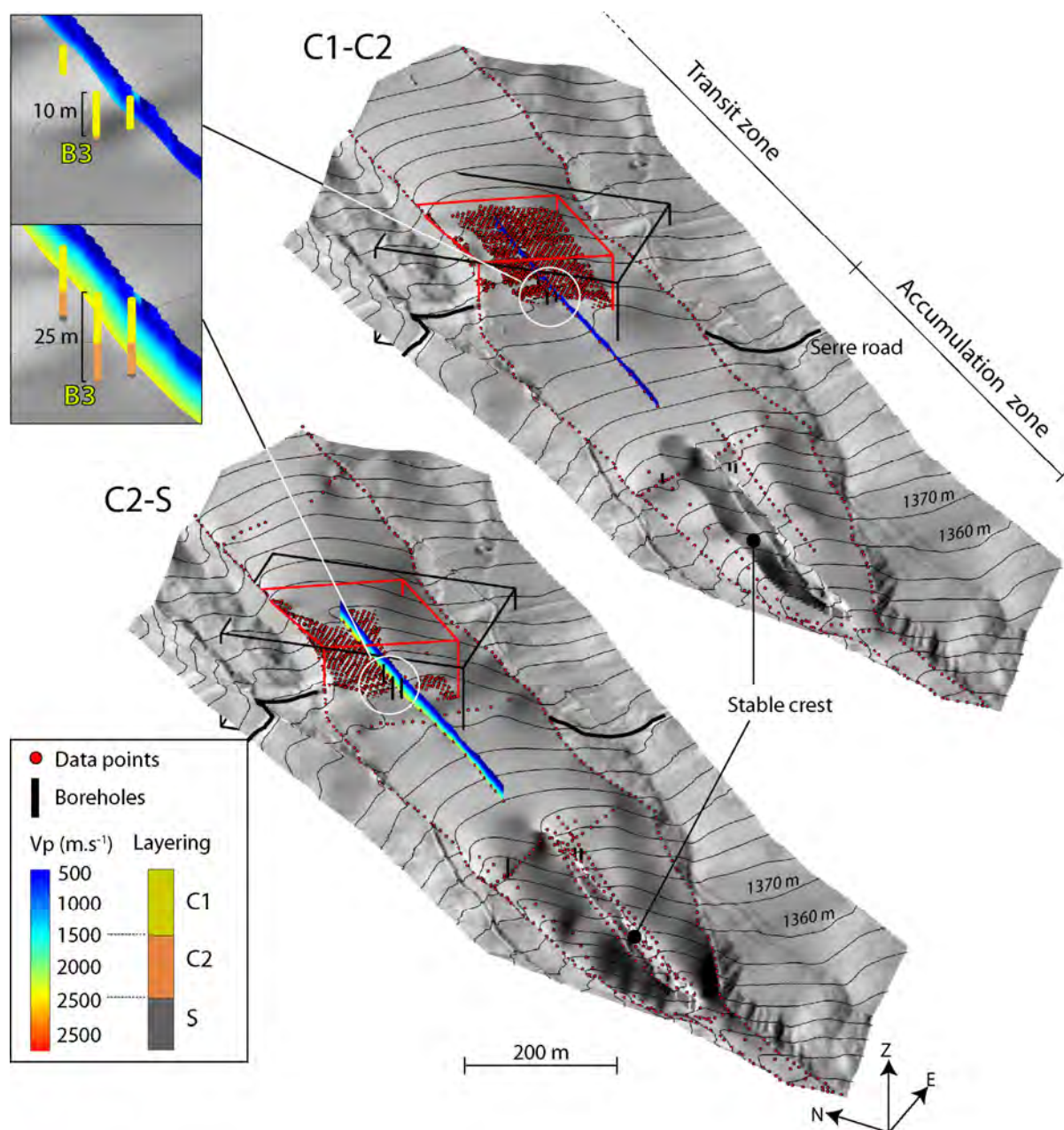


Figure 3.12 - Modèles géométriques 3D des interfaces C1-C2 et C2-S de la zone de transit et d'accumulation du glissement-coulée de La Valette. La position des interfaces est cohérente avec la tomographie de vitesse sismique du profil L4 et les données de forages situés à proximité. Le rectangle noir indique la limite du modèle 3D de vitesses V_p , le rectangle rouge indique la fraction du modèle 3D de vitesse utilisée pour la construction du modèle géométrique.

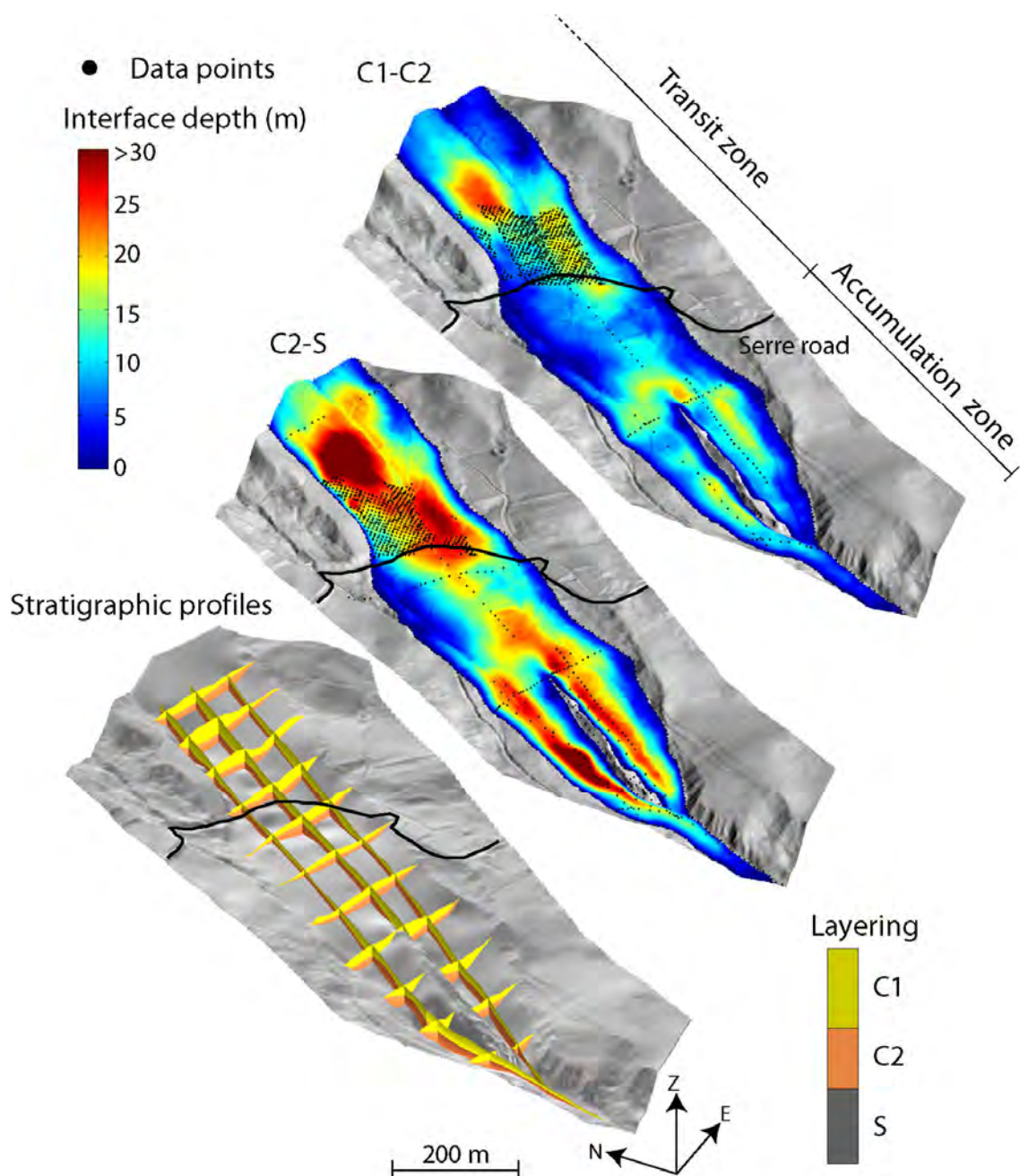


Figure 3.13 – Cartes des profondeurs des interfaces C1-C2 et C2-S et représentation du modèle 3D au moyen de coupes stratigraphiques.

3.5 Conclusion du Chapitre 3

Une approche intégratrice de données multi-sources pour l'élaboration des modèles géométriques des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette a été présentée. Les étapes majeures consistent à géoréférencer et à (ré-) interpréter les données acquises afin d'assurer la cohérence entre les interprétations. Une méthode simple a été développée pour évaluer la qualité des données à l'aide d'un indice de confiance. Elle améliore la qualité du modèle géométrique lorsque que l'information est localement redondante. Le développement d'un couplage "système d'information géographique - géomodelleur 3D" faciliterait la mise à jour rapide du modèle géométrique au fur et à mesure de nouvelles acquisitions (Apel, 2006 ; Kaufmann et Martin, 2008 ; Jones et al., 2009). Un archivage des données en fonction de la nature, de l'indice de confiance, de la localisation et de la date d'acquisition permettrait une réinterprétation rapide du modèle géométrique. Cet aspect est particulièrement important pour les sites où de nouvelles données sont acquises régulièrement.

Le développement d'une telle approche permettrait l'élaboration de modèles géométriques 4D (avec le temps) en assurant un contrôle de la qualité des modèles par le biais de méthodes déterministes (e.g. contrôle de répartition des masses par modélisations et mesures gravimétriques, Martel et al., 2004) ou statistiques (Tacher et al., 2006 ; Caumon, 2010).

Lorsque les investigations sont effectuées par des méthodes d'imageries géophysiques, la fusion de données par logique floue peut être une seconde alternative pour intégrer des données multi-sources telles que les vitesses des ondes P (V_p), des ondes S (V_s) et des résistivités électriques (ρ). A terme, la structure d'un glissement de terrain peut être décrite d'un point de vue géomécanique à partir d'une interprétation unique fondée sur les informations des propriétés mécaniques de matériaux dépendant des paramètres V_p , V_s et ρ (Dubois & Prade, 1980). A partir des acquisitions géophysiques acquises pendant ce travail de recherche, cette méthode a été testée dans la zone d'accumulation du glissement-coulée de La Valette (Grandjean et al., 2009 ; Hibert et al., 2011) et est présentée en Annexe 2.

La construction des modèles géométriques 3D a permis de caractériser la structure des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette et de déterminer les volumes de matériaux mobilisés et les mécanismes de rupture. Les campagnes d'investigations géophysiques et géotechniques réalisées en 2008 sur le site de Super-Sauze et en 2008, 2009 et 2010 sur le site du glissement de La Valette ont permis d'affiner ces modèles. L'intégration de l'ensemble des investigations nouvelles et anciennes a mis en évidence une structure interne décomposée en trois unités quasi parallèles C1, C2 et S.

Au glissement-coulée de Super-Sauze, la structure interne est composée d'une unité semi-perméable C1 actuellement le siège d'une nappe libre. C2 est une unité imperméable et très peu active appelée "corps mort". L'épaisseur de ces deux unités varie fortement. L'épaisseur de C1 est importante dans la zone d'ablation et dans la partie médiane de la zone de transit (jusqu'à 18 m). Son épaisseur est plus faible (moins de 6 m) dans la partie amont de la zone de transit. Des ravines recouvertes contraignant l'écoulement de la masse ont pu être reproduites. Les unités C1 et C2 sont séparées par une bande de cisaillement d'épaisseur décimétrique est représentée par une interface continue entre les unités C1 et C2. L'interface C2-S est inactive. Le volume total de la coulée est estimé à 560'000 m³.

Parce ce que le glissement-coulée de La Valette associe deux styles de comportement (un comportement en coulée dans les zones de transit et d'accumulation et un comportement en glissements trans-rotationnels de paquets de blocs dans la zone d'ablation), deux modèles géométriques ont été élaborés. Dans la zone d'ablation, un modèle conceptuel géométrique a été proposé pour expliquer les mécanismes de rupture et l'évolution régressive du glissement. La couronne est affectée par des glissements inclus dans une grande structure de type dièdre. Plus en aval, le corps du glissement-coulée agit comme une butée retenant la partie amont. Par conséquent, la progression du glissement-coulée crée le développement de plans de fracture en pente structurale dans l'escarpement. Le volume de la masse actuellement mobilisée dans la zone de la couronne est évalué à 500'000 m³ avec la méthode du niveau d'érosion de base local (*Sloping Local Base Level*). Le modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation est représenté par une structuration interne en trois unités C1, C2 et S. la base de l'unité C1 dont la forte activité a été observée par mesures inclinométriques est encore incertaine car son identification dans les tomographies de résistivité électrique n'a pas été toujours possible. Les tomographies de vitesse V_p semblent mieux adaptées à sa localisation en profondeur. Des investigations géotechniques complémentaires et des campagnes géophysiques à plus haute résolution spatiale (espacement inter-capteur inférieure à 5 m) sont donc nécessaires pour vérifier la continuité spatiale de l'interface C1-C2. L'unité C2 est affectée par du cisaillement interne et ne correspond donc pas au "corps mort" observé par Colas & Locat (1993). La position de ce corps inactif devrait se trouver plus en profondeur, mais il n'a pas été détecté dans les données de forages (vitesses d'avancement, pression de poussée), ni dans les tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction. Il est possible qu'il ne soit présent que localement, ce qui nécessite également des investigations *in-situ* complémentaires. Le volume de la zone de transit et de la zone d'accumulation a pu être estimé à 2.2 10⁶ m³.

La structure interne des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette étant ainsi définie, la quatrième partie de ce travail de recherche est consacrée à la caractérisation hydrologique des coulées, et plus particulièrement à la zone non saturée de l'unité active C1 sujette aux infiltrations préférentielles approvisionnant la nappe phréatique. Le modèle géométrique 3D de la coulée de Super-Sauze sera introduite dans la modélisation hydro-mécanique (§ 6.2).

Chapitre 4 : Caractérisation hydrologique des glissements-coulées par Tomographies de Résistivité Electrique

Objectif de la partie : L'objet de cette partie est d'apporter des éléments complémentaires à la compréhension des chemins d'infiltration de l'eau dans la zone non saturée de glissements-coulées. Une conceptualisation des processus d'infiltration et l'identification de temps caractéristiques sont présentées à l'aide de l'imagerie de résistivité électrique.

Approche utilisée : Deux expériences d'infiltration à petite échelle (100 m²) ont été réalisées en 2007 sur le glissement du Laval et le glissement-coulée de Super-Sauze. La progression du front d'infiltration en profondeur a été suivie par levés hydrologiques et par tomographies de résistivité électrique.

4.1 Etat de l'art : connaissances générales de l'hydrologie des glissements-coulées

Plusieurs facteurs contrôlent la variabilité spatiale et temporelle du comportement hydrologique d'un glissement de terrain: les forçages atmosphériques, les conditions initiales de saturation, les propriétés hydrologiques du milieu et les caractéristiques géométriques du glissement (Malet, 2003). Le rôle fondamental de l'eau a été largement démontré comme la cause majeure des glissements de terrain (Iverson & Major, 1986 ; Iverson & Reid, 1992 ; Montgomery et Dietrich, 1994 ; Iverson, 2000). Il se traduit principalement par l'infiltration des eaux de pluie ou de la fonte du manteau neigeux modifiant les propriétés mécaniques des matériaux (consistance, viscosité), la répartition des pressions interstitielles et par là-même, celle des contraintes effectives et des forces de cohésion qui agissent sur le glissement. La génération de pressions interstitielles positives au niveau de la surface de glissement provoquée par une montée de la nappe phréatique sont les conséquences les plus fréquemment observées dans les glissements de terrain (van Asch et al., 1999 ; Malet, 2003). Les forces de percolation et l'érosion exercée typiquement en pied de glissements sont d'autres processus déstabilisateurs directement liés à l'eau (Parriaux, 2009).

La relation qui existe entre les contraintes effectives et les grandeurs hydrologiques (pression interstitielle, perméabilité) contrôle le comportement hydro-mécanique du glissement (Laloui et al., 1997). Les déformations peuvent influencer sur les perméabilités et les pressions interstitielles. L'ouverture de fissures de traction facilite non seulement l'infiltration des eaux de ruissellement, mais aussi la diminution des (sur-)pressions interstitielles par drainage des eaux hors du glissement (Figure 4.1). Dans les zones de compression, les

perméabilités peuvent être localement modifiées par une diminution de la porosité (déformation de la matrice solide), induisant une augmentation des pressions interstitielles si le milieu est peu perméable (Savage & Smith, 1986 ; Van Asch et al., 2006).

La perméabilité de la masse remaniée est généralement supérieure de plusieurs ordres de grandeurs à celle du substratum stable dans les glissements-coulées développés dans des marnes très tectonisées (Picarelli et al., 2005). La dépression dans la zone d'ablation et la subsidence de la masse créées par érosion de la surface basale facilitent le stockage d'eau dans les glissements-coulées (Corominas, 1995). En climats méditerranéens, le pic de pression interstitielle est rapidement atteint après la période de recharge au printemps et diminue progressivement dans l'année (Picarelli et al., 1999 ; Malet et al., 2005). Pendant la saison plus sèche (entre mai et décembre), les pluies de forte intensité ne produisent pas d'augmentations significatives de pression interstitielle en raison de l'évapotranspiration et de la faible perméabilité de la partie superficielle de la zone non saturée.

Les écoulements préférentiels affectant la zone non saturée et saturée jouent un rôle important sur le comportement des glissements-coulées (Figure 4.1). L'hétérogénéité structurale du milieu (fissures, géométrie de la stratigraphie) explique de nombreux types de réponses hydrodynamiques. Il s'avère donc nécessaire d'identifier les principaux processus pouvant contribuer à la redistribution tant verticale que latérale des précipitations alimentant la nappe phréatique. Une meilleure identification des chemins d'infiltration dans la zone non saturée est donc nécessaire (Bogaard et al., 2007).



Figure 4.1 – Fissures partiellement saturées pendant un épisode pluvieux en juin 2002 (Malet, 2003) et fissures sèches en octobre 2008 sur le glissement-coulée de Super-Sauze.

L'analyse de l'hydrologie de glissements-coulées peut s'effectuer soit par :

- des observations et des mesures ponctuelles multi-paramètres sur le terrain (piézométrie, succion) ;
- des expérimentations à plus petite échelle dont les enseignements sont transposés à l'ensemble du glissement-coulée.

Les premières analyses croisées des paramètres hydrologiques mesurés et des observations *in-situ* permettent l'élaboration de modèles conceptuels, introduits ensuite dans un code de calcul numérique (Chowdhury & Flentje, 1998). Dans le cas du glissement-coulée de Super-Sauze, un premier modèle conceptuel puis numérique a été proposé par Malet (2003) fondé sur l'analyse des données d'observations (chroniques piézométriques, succion). Ce modèle conceptuel a été ensuite complété par les observations issues de données hydro-géochimiques (de Montety et al., 2006). Il s'agit maintenant de proposer un modèle conceptuel plus détaillé par des expérimentations à petites échelles et d'étendre la connaissance à d'autres glissements marneux. Ce travail s'appuie sur les connaissances antérieures de l'hydrologie des glissements-coulées dont les aspects principaux sont présentés ci-après.

4.1.1 Connaissances antécédentes de l'hydrologie du glissement-coulée de Super Sauze

L'hydrologie du glissement de Super-Sauze est étudiée depuis 1997. Les principales caractéristiques hydrologiques sont présentées ici succinctement. On trouvera plus de détails dans Malet et al. (2005) et de Montety et al. (2006).

L'hydrologie du glissement de Super-Sauze est caractérisée par la présence d'une nappe d'eau libre continue dans les couches C1 et C2 localisée entre 1 et 2.5 m de profondeur (Malet, 2003). Le toit de la nappe reste proche de la surface topographique tout le long de l'année et s'approfondit légèrement vers l'aval dû au drainage vers le torrent de Sauze. Le système hydrologique répond de manière saisonnière aux forçages atmosphériques et dépend principalement de deux épisodes annuels de recharge se traduisant par des augmentations de pression interstitielle (Figure 4.2). La principale phase de recharge intervient au printemps lors de la fonte des neiges, la seconde phase, mineure, intervient en automne. De manière générale, l'aquifère subit un drainage lent progressif directement après la recharge principale jusqu'à la fin mai - mi-avril de l'année suivante. Les battements de la nappe atteignent généralement 2 à 2.5 m.

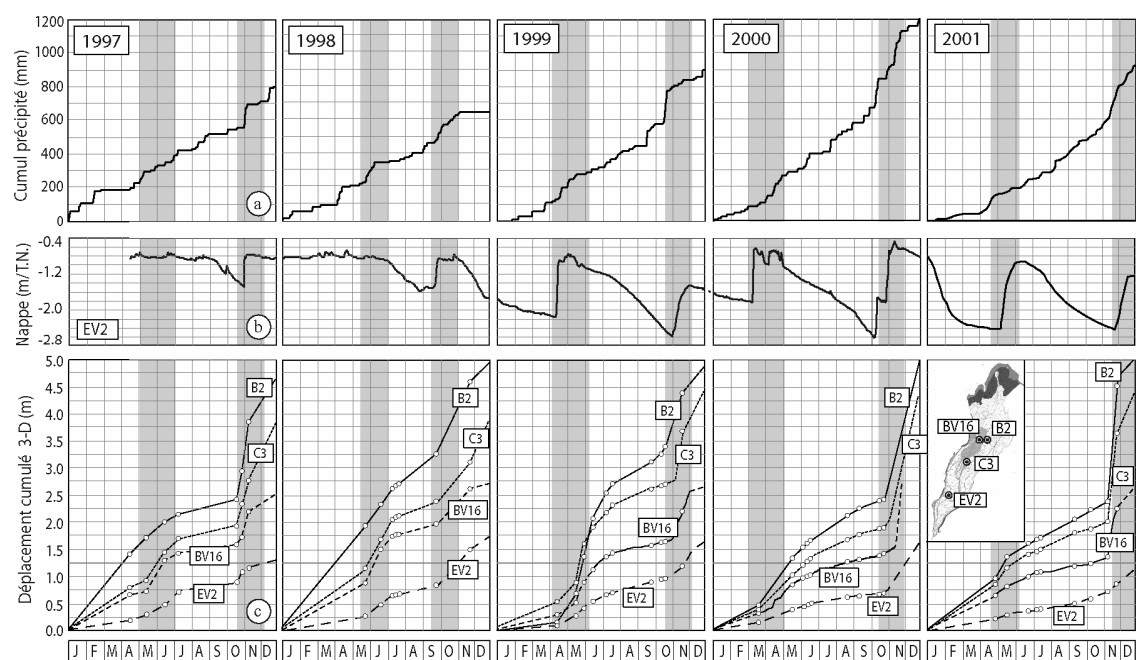


Figure 4.2 – Relations entre le niveau piézométrique et les taux de déplacements observés sur le glissement-coulée de Super-Sauze en 1999, 2000 et 2001. Deux périodes de recharges sont identifiées au printemps et en automne (Malet, 2003).

Bien que les fluctuations piézométriques suivent la même tendance à l'échelle de la coulée, elles dépendent fortement, à plus grande échelle, des conditions locales (gradient de perméabilité, géométrie interne). De plus, indépendamment des conditions initiales de saturation de la zone non saturée, la rapidité des réactions piézométriques à l'échelle de l'événement pluvieux ne peut pas être expliquée uniquement par l'infiltration matricielle (K_{sat} de la matrice = 10^{-6} à 10^{-5} ms^{-1}) (Malet et al., 2003). Elle résulte de la combinaison entre écoulements matriciels et écoulements préférentiels dans un réseau de fissures interconnectées (Figure 4.1). Ce réseau de fissures diminue significativement le temps de réponse de la nappe aux événements pluvieux. Il permet aussi de réduire les montées brusques de pressions interstitielles en drainant les volumes d'eau en excès à l'extérieure de la coulée. La profondeur moyenne du réseau de fissures est estimée entre la zone saturée et la zone non saturée.

Trois zones hydro-géomorphologiques ont été identifiées à partir des fluctuations piézométriques, de la géomorphologie et des états de surface des organisations pelliculaires (Malet, 2003) (Figure 4.3). La plus importante densité de fissures correspond à la zone 1 qui est la partie la plus active du glissement. Cette zone est caractérisée par des niveaux d'eau élevés et des réponses piézométriques très rapides ($< 1 \text{ h}$) suivi d'une

phase de drainage rapide (3-5 h) (Figure 4.3). La phase de drainage est plus lente en se déplaçant vers l'aval (12-24 h) (Zone 2). Finalement, la partie occidentale du glissement en état dormant (Zone 3) présente un temps de réponse long (> 5 h), un temps de drainage long (> 24h) et des fluctuations piézométriques plus faibles (centimétriques).

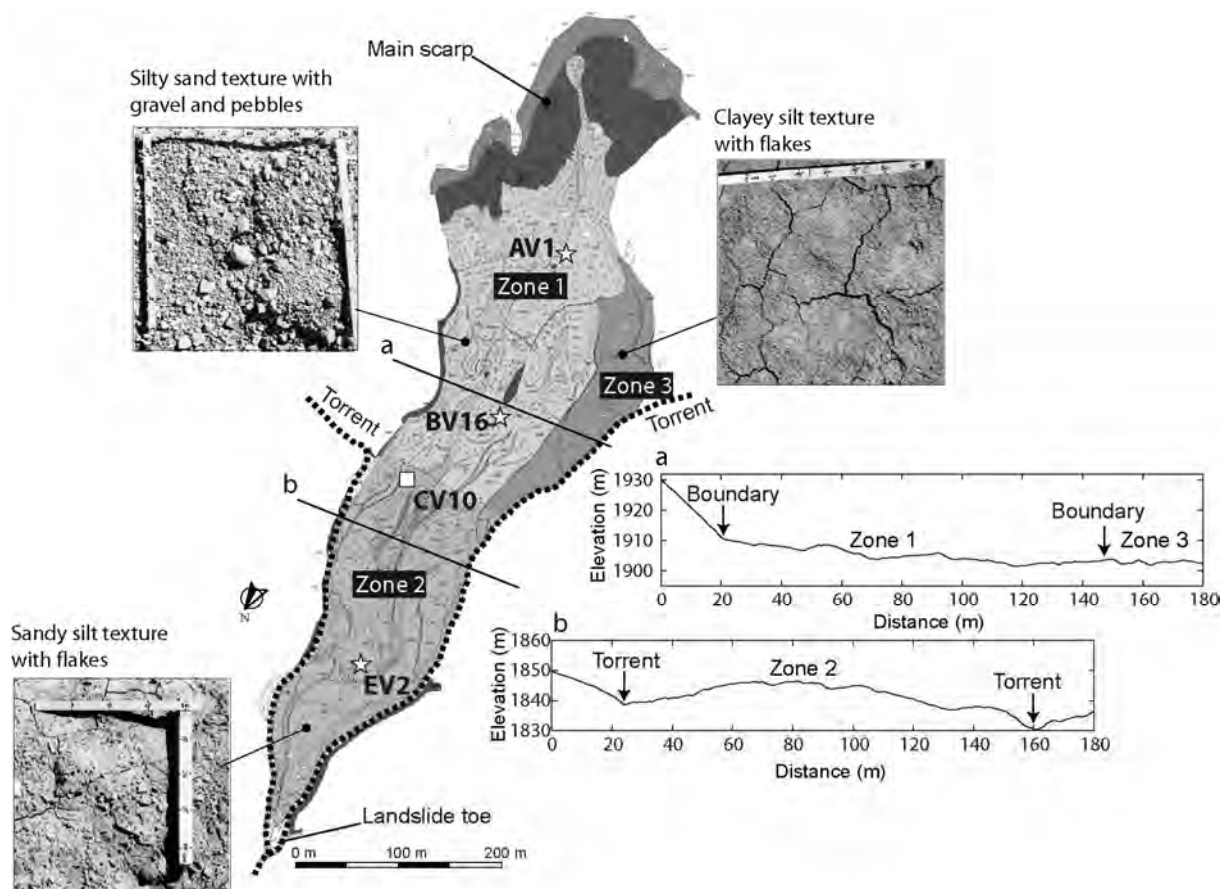


Figure 4.3 – Zones hydro-géomorphologiques 1, 2 et 3. Les états de surface associés à chaque unité sont indiqués (adapté de Malet, 2003).

L'infiltration des eaux de pluies et de la fonte du manteau neigeux constituent les sources d'approvisionnement principales de l'aquifère. La recharge annuelle dépend également de sources superficielles provenant de l'aquifère morainique alimenté par le glacier rocheux en amont de la zone du glissement-coulée (Malet et al., 2005). Cet apport n'est toutefois pas jugé responsable des variations piézométriques dans le glissement essentiellement liées aux infiltrations d'eau de pluie. Les analyses hydro-géochimiques réalisées par de Montety et al. (2007) révèlent l'existence d'apports d'eau profonds conduits par des discontinuités majeures affectant le substratum des Terres Noires (Figure 4.4 A). Ces conclusions sont supportées par les fortes concentrations en sulfates, les anomalies en rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} et les concentrations très importantes en strontium observées dans les échantillons prélevés dans des piézomètres à proximité de la zone d'ablation. L'origine évaporitique d'une fraction de l'eau présente dans le glissement a pu être clairement établie. Elle est associée aux lentilles de gypse intercalées au niveau du contact tectonique de la klippe de Lan à l'extérieur de la zone de glissement (de Montety et al., 2007). Comme la concentration en éléments majeurs augmente significativement de la zone d'ablation (piézomètre BV16) à la position du piézomètre CV10, l'apport d'eau profond serait localisé entre les piézomètres BV17/BV16 – CV10 où l'eau est la plus minéralisée (de Montety et al., 2007). Plusieurs exurgences temporaires sont également localisées dans cette région du glissement très souvent proche de la saturation (Figure 4.4 B).

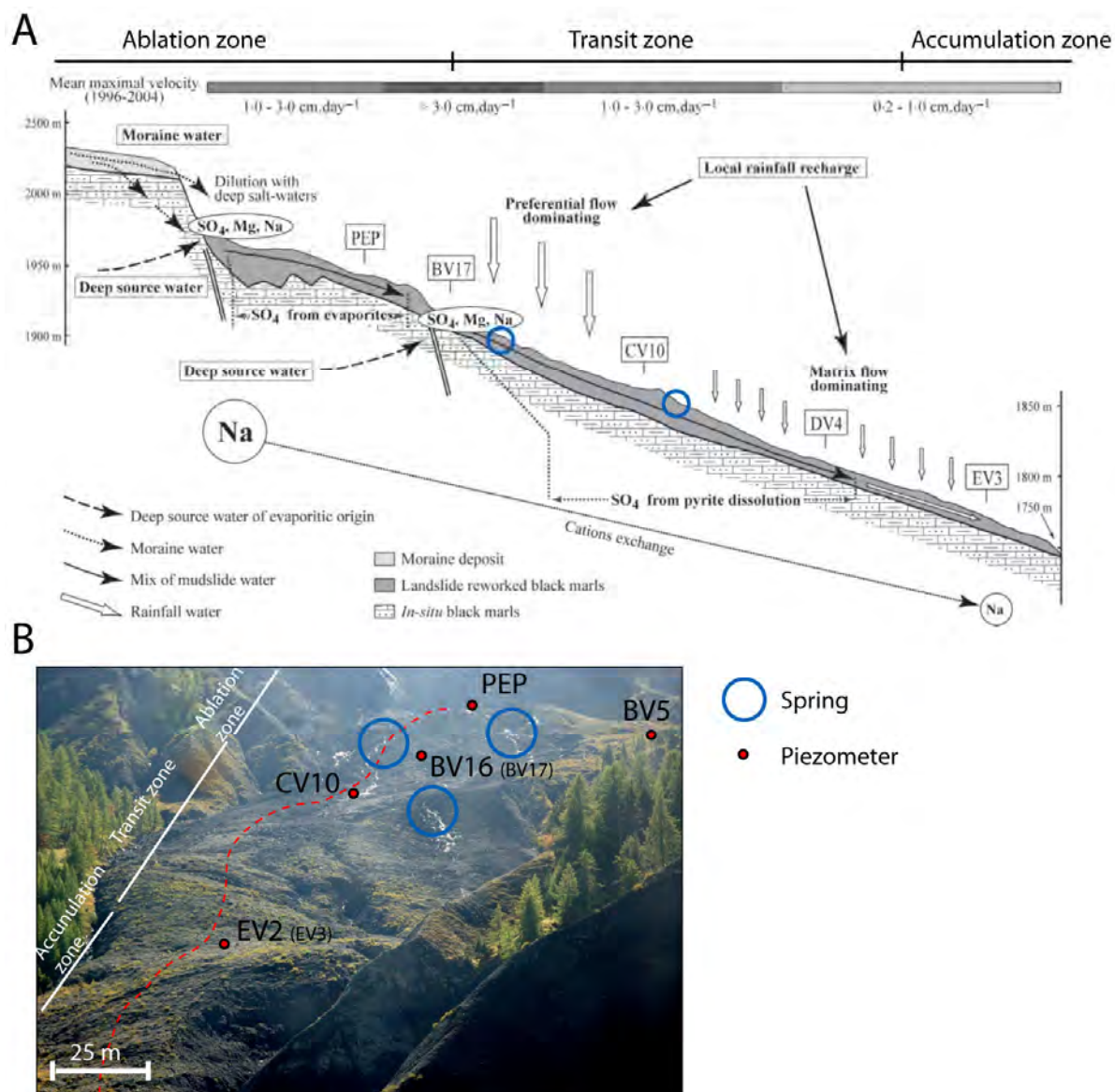


Figure 4.4 – Hydrologie du glissement-coulée de Super-Sauze, A) modèle hydrologique conceptuel à partir d’analyses hydro-géochimiques. Des apports d’eau profonds provenant du substratum dans la zone de transit et d’ablation approvisionnent la nappe (adapté de de Montety et al., 2007), B) identification d’exurgences au sein de la coulée (octobre 2007, vue en direction du Sud). La position des piézomètres et du profil est également indiquée.

4.1.2 Connaissances antécédentes de l’hydrologie du glissement-coulée de La Valette

En comparaison au glissement de Super-Sauze, l’hydrologie du glissement-coulée de la Valette a été très peu étudiée depuis son déclenchement en 1982 en raison de l’accès difficile au site et des modifications de son comportement naturel suite aux installations de drainages du RTM. Des études préliminaires se sont focalisées sur un inventaire de sources observées à l’intérieur et à l’extérieur du glissement et sur des mesures de conductivités électriques, de températures, de débits et de pH. L’origine de l’eau a été déterminée par traçage naturel des éléments majeurs (Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Na⁺, Cl⁻ et NO₃⁻) (Le Mignon, 2004). La fracturation tectonique et le contraste de perméabilité entre le flysch fracturé et les marnes noires imperméables à proximité du plan de chevauchement favorisent l’exurgence des sources pérennes profondes directement à la base du glissement (Le Mignon & Cojean, 2002) (Figure 4.5A). La présence de nappes locales confinées dans le glissement n’est toutefois pas exclue comme l’ont illustré des arrivées soudaines d’eau dans plusieurs forages en 1989 dans la zone de transit de la coulée (Colas, 1990). Van Asch et al. (2007 b) ont montré que la réponse

cinématique du glissement-coulée de la Valette à une variation du niveau piézométrique est différente s'il s'agit d'une phase ascendante ou descendante du niveau piézométrique (phénomène d'hystérèse). Cette différence est expliquée par des changements rapides de la contrainte totale et des pressions interstitielles en conditions partiellement non drainées.

Comme à Super-Sauze, les matériaux du glissement ont une forte perméabilité par rapport au substratum des Terres Noires. Ils facilitent le drainage de la nappe et l'infiltration des eaux de pluies. Quelques zones en compression et en extension dans le glissement sont également observées en surface, elles développent un réseau de fractures propice aux infiltrations (Le Mignon, 2004 ; Van Asch et al., 2007 b). Il est probable que les zones de compressions alternent avec les zones d'extension dans le temps. Selon van Asch et al. (2007 b), cette alternance pourrait expliquer les phénomènes d'hystérèses observés. Dans la zone de transit de la coulée, de nombreuses exurgences sont également observées et sont actuellement drainées à l'extérieur du glissement par les installations du RTM (Figure 4.5 A). Il apparaît clairement que les travaux de drainage ont eu un effet stabilisateur sur les zones de transit et d'accumulation de la coulée (Figure 4.5 B).

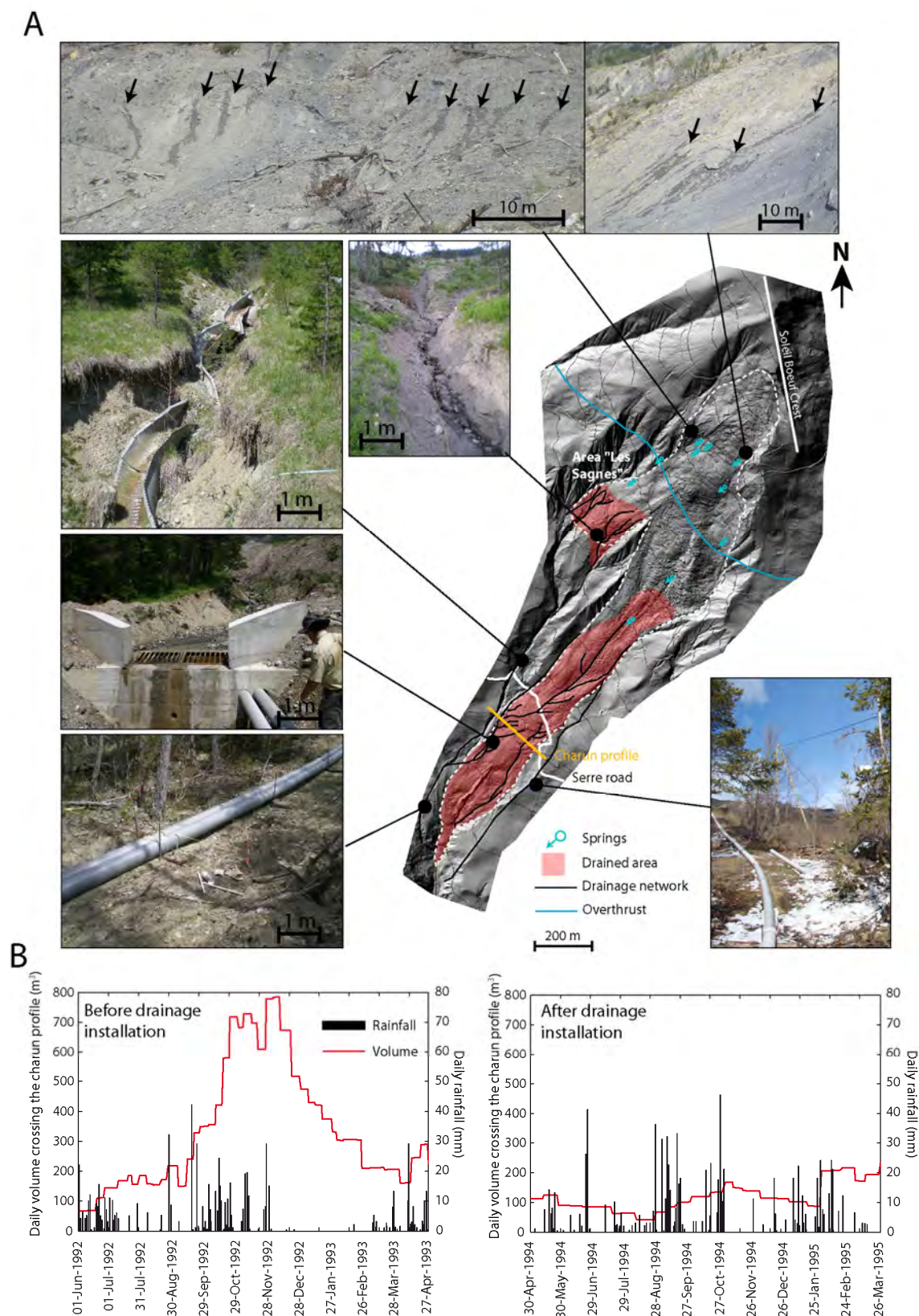


Figure 4.5 – Installations de drainages superficiels du service RTM, A) carte et photographies des installations et des principales exurgences observées sur le glissement-coulée de La Valette entre 2007 et 2009, B) comparaison des volumes de matériaux transitant par le profil Charun (localisation dans A) avant et après l'installation du système de drainage (adapté de Le Mignon, 2004).

Dans les glissements-coulées de La Valette et de Super-Sauze, la forte réactivité de la nappe aux événements pluvieux est une conséquence de la double porosité (matrice, fissure) permettant d'acheminer rapidement les eaux de surface en profondeur (Malet, 2003). Pour décrire les interactions entre la matrice et le réseau de fissures et affiner les modèles conceptuels déjà préétablis, la distribution spatiale des propriétés hydrologiques doivent être quantifiées. C'est pourquoi des expérimentations de pluie artificielle à petite échelle ont été effectuées sur les glissements-coulées de Super-Sauze et du Laval⁵ en juillet et octobre 2007 (Figure 4.6). Développés dans les marnes noires du Callovo-Oxfordien, ces sites se distinguent principalement par le degré d'altération des matériaux (porosité) et du taux de saturation S_r initial (avant expérimentation) de la zone non saturée. Cette dernière est proche de la saturation pour la coulée de Super-Sauze ($S_r \approx 85\%$) et plus faible au glissement du Laval ($S_r \approx 27\%$). Les deux glissements évoluent naturellement et sont de taille humaine, ce qui en fait des sites d'observations adaptés à ce type d'expérimentation. Afin d'obtenir une vue des processus d'infiltration la plus complète possible, une approche pluridisciplinaire a été choisie associant des techniques de l'hydrologie, de l'hydrodynamique et de l'hydrogéophysique. Ce travail est le fruit de collaborations dans le cadre du projet ANR PNRH-ECCO ECOU-PREF (2006-2008): "Ecoulements Préférentiels dans les versants marneux fracturés et déclenchement de glissements de terrain" en collaboration avec le BRGM, le Cemagref et les universités de Caen (Geophen), d'Avignon, de Delft et de Grenoble. La partie hydrologique et hydrodynamique a été traitée par Debieche et al. (2011), Garel et al., (soumis) et Krzeminska et al. (2011). Ce travail de recherche est consacré à l'acquisition des données de tomographie de résistivité électrique au traitement et à l'interprétation des données hydrogéophysiques.

4.2 Caractérisation de l'hydrogéologie de glissements-coulées par expérimentations contrôlées de pluie artificielle

4.2.1 Intérêts des études hydrogéophysiques *in-situ*

Comme la plupart des glissements de terrain est généralement faiblement instrumentée (cinq piézomètres installés sur la coulée de Super-Sauze), la compréhension globale des infiltrations reste très approximative. Les terrains hétérogènes, peu perméables et à gradients hydrauliques élevés nécessiteraient un réseau d'instrumentation dense, ce qui n'est pas possible dans la pratique. De plus, les procédures d'échantillonnages sans perturber les conditions du sous-sol sont extrêmement délicates. Par ailleurs, les techniques les plus utilisées dans la zone non saturée (teneur en eau via les *Time-Domain Reflectometer* TDR et la succion via les tensiomètres) sont peu pratiques pour des suivis sur de grandes surfaces. En effet, les variations spatiales de la réponse hydrologique posent de manière aiguë le problème de la représentativité de l'échantillonnage géologique, hydrogéologique et hydro-géochimique. L'espacement entre les sondages de reconnaissances doit être fondé sur une connaissance a priori de l'extension spatiale des hétérogénéités du sous-sol (Parriaux, 2009).

L'hydrogéophysique appliquée aux glissements de terrain a considérablement progressé ces dernières décennies. Une revue de ces méthodes est présentée par Robinson et al. (2008) et Binley et al. (2010). Grâce à la dépendance de la réponse électrique aux variations de teneur en eau, ces méthodes sont particulièrement intéressantes pour estimer la variabilité des conditions d'infiltration en surface et pour mettre en évidence des zones de recharge préférentielle dans les glissements. Cette technique a donc non seulement la possibilité de détecter la géométrie des structures internes aux propriétés électriques dites "statiques" (Jongmans & Garambois, 2007 ; Marescot et al., 2008, § 3.2.1), mais aussi la possibilité, à l'aide de mesures répétées dans le

⁵ Le glissement du Laval est un observatoire naturel à taille humaine dont l'état d'altération des matériaux marneux est moins avancé que celui du glissement de Super-Sauze et de La Valette. Ce glissement est localisé dans le ravin du torrent du Laval incisant les Terres Noires, un affluent du Bouinenc dans la commune de Draix au Nord-Est de Digne-les-Bains. Ce ravin d'une superficie de 86 ha est l'un des cinq bassins expérimentaux du CEMAGREF (Laval, Brusquet, Francon, Moulin et Roubin) marqués par de nombreux épisodes d'écoulements hyper-concentrés (Mura et al., 1988 ; Mathys et al., 2003). Les précipitations, les débits, les volumes de sédiments transportés et la morphologie des bassins sont notamment bien étudiés depuis une vingtaine d'années (e.g. Mathys et al., 1996 ; Oostwoud Wijdenes & Ergenzinger, 1998 ; Raclot et al., 2005). Le glissement s'est déclenché en décembre 1999 dans un petit sous-bassin du torrent du Laval. Son extension atteint 180 m, entre 875 et 935 m d'altitude et une superficie de 5000 m². Le matériau de la zone d'accumulation est composé de blocs de marnes de tailles diverses pris dans une matrice sablo-silteuse (Fressard et al., 2009). En surface, les premiers centimètres sont constitués de paillettes de marnes non liées par une matrice. Le pied du glissement est continuellement érodé par le torrent et contribue significativement à la charge de matériau total transportée à l'exutoire du bassin versant.

temps, de détecter les processus dynamiques de transfert d'eau en complément des mesures locales et précises fournies par les tensiomètres et les TDR (Barker & Moore, 1998 ; Daily et al., 1992 ; Binley et al., 1996 ; French & Binley, 2004 ; Lebourg et al., 2005 ; Clément et al., 2009). Le lien entre les propriétés électriques et les variables hydrologiques est établi par des relations constitutives empiriques ou semi-empiriques très souvent dérivées de la loi d'Archie (1942) dont certaines tiennent compte d'effets physico-chimiques complémentaires liés à la composition et à la structure du milieu (e.g. conductivité surfacique due à la présence de minéraux argileux; Waxman & Smits, 1968 ; Glover et al., 2000).

Pour que la traçabilité des écoulements d'eau soit optimale, le système doit être sollicité de manière à ce que la variable "teneur en eau" puisse être facilement explorée. En milieu naturel, la réalisation de telles conditions est difficile. C'est pourquoi il est souvent plus efficace et plus informatif de conduire des expérimentations contrôlées à plus grande échelle (plusieurs mètres carrés) dans un laps de temps de quelques heures à quelques jours (Binley et al., 2010). Dans le cadre des expérimentations contrôlées de pluie, le suivi des infiltrations par tomographie de résistivité électrique a pour objectif d'imager la progression du front d'infiltration en profondeur et de déterminer des temps caractéristiques indiquant le moment où le milieu est saturé.

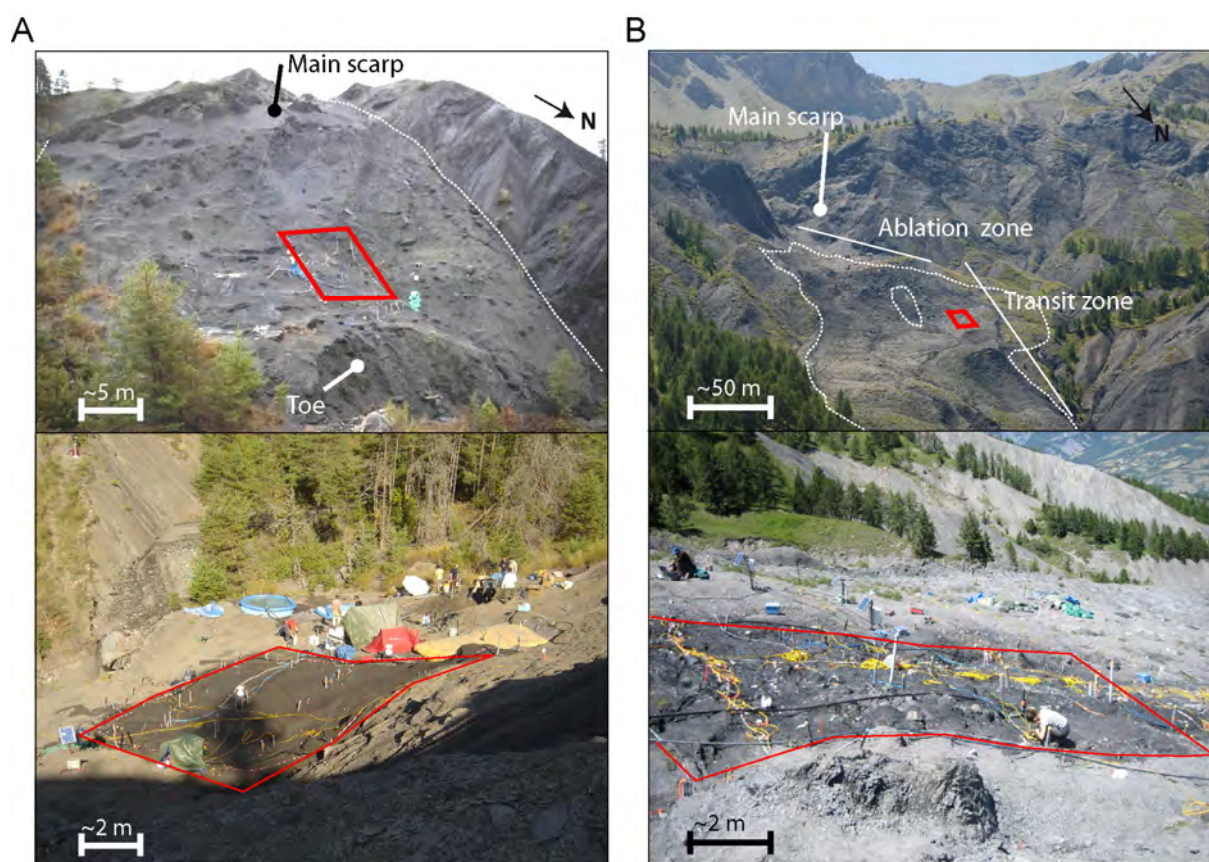


Figure 4.6 - Vues des zones expérimentales d'infiltration de pluie (périmètre en rouge) A) au glissement du Laval et B) au glissement-coulée de Super-Sauze.

4.2.2 Description de l'instrumentation des expérimentations contrôlées de pluie

Deux parcelles de 7x14 m sont équipées de six jets d'eau distants d'environ 7 m (Figure 4.6). Des réservoirs en amont des parcelles stockent l'eau dont les volumes injectés sont contrôlés par des débitmètres. L'intensité des précipitations varient entre 7 et 11 mm.h⁻¹. Un traceur (bromure) est ajouté dans l'eau de pluie. La période de pluie sur le glissement du Laval a duré trois jours. Dans le cas de l'expérimentation de Super-Sauze, deux épisodes de pluie de quatre jours séparés par une période sans pluie de trois jours ont été effectués. Dans la seconde partie, le bromure a été remplacé par du chlorure.

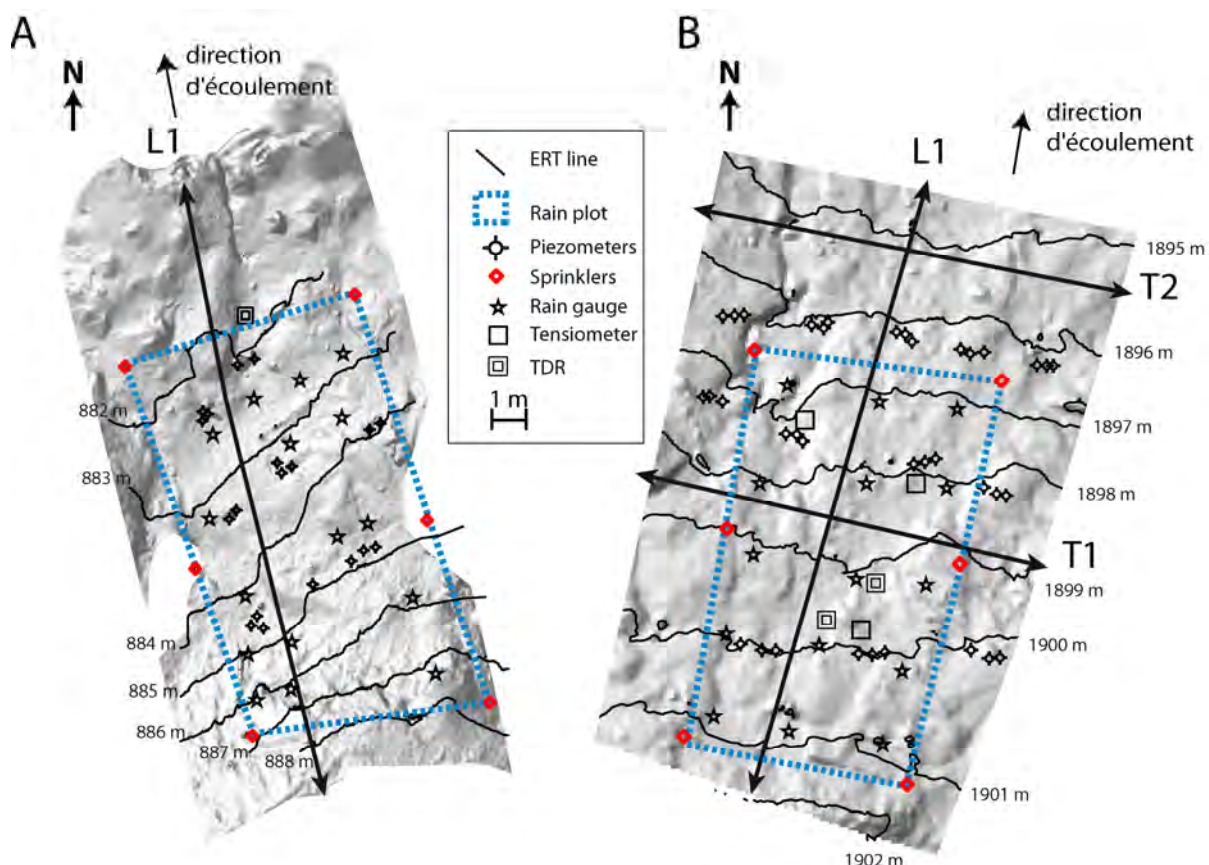


Figure 4.7 – Carte du dispositif d'expérimentations contrôlées de pluie sur les sites A) du glissement du Laval et B) de la coulée de Super-Sauze.

Un réseau de pluviomètres dans la zone d'infiltration permet de déterminer la répartition spatiale des hauteurs de pluies brutes (Figure 4.7 A, B). Le taux d'évaporation est évalué par des lysimètres installés à l'extérieur de la zone. Les volumes d'eau de ruissellement sont mesurés grâce à des collecteurs en aval des parcelles. A l'intérieur de la zone d'infiltration, un réseau de piézomètres crépinés à 1, 2 et 3 m de profondeur permet de suivre les fluctuations de la nappe et d'échantillonner l'eau infiltrée pour les analyses hydro-géochimiques. Le taux de succion et les teneurs en eau sont déterminés à l'aide de tensiomètres et de TDR installés dans les premiers centimètres du sol (< 0.5 m). Les changements morphologiques de surface ont été suivis par scanner laser terrestre (§ 5.3.2.2 pour la coulée de Super-Sauze).

Au glissement-coulée de Super-Sauze, l'expérimentation de pluie a été réalisée du 13 au 20 juillet 2007 et au glissement du Laval du 8 au 12 octobre 2007 sur une surface de $14 \times 7 \text{ m}^2$. A Super-Sauze, une parcelle dans la zone la plus active du glissement caractérisée par une pente moyenne d'environ 20° et des vitesses de déplacement en surface de 0.02 m.jour^{-1} a été utilisée pour l'expérimentation. Quelques fissures ouvertes sont identifiables dans la zone d'infiltration (longueur de 0.1 – 1 m, profondeur de 0.05 à 0.25 m et distant de 0.05 à 0.50 m, Debieche et al., 2011). La profondeur du substratum est estimée entre 7 et 10 m au droit de la zone d'expérimentation par tomographie de sismique réfraction. Contrairement aux conditions initiales du glissement de Laval, la zone non saturée est proche des conditions de saturation. A cause des fuites temporaires dans les réservoirs d'eau à proximité, il n'a pas été possible de préserver une zone témoin sèche en amont de la zone d'infiltration.

Un descriptif détaillé de l'instrumentation est présenté dans Debieche et al. (2011) pour l'expérimentation sur le glissement-coulée de Super-Sauze. Pour le glissement du Laval, un descriptif plus détaillé est présenté au chapitre § 4.2.4 et dans Garel et al. (soumis).

4.2.3 Tomographies de résistivité électrique: acquisition et traitement des données

- **Acquisitions :**

Chaque parcelle est équipée d'un profil de résistivité longitudinal de 47 m correspondant à un espacement inter-électrode de 1 m. Les acquisitions longitudinales L1 ont été réalisées avec un résistivimètre automatique IRIS Syscal Junior (48 canaux) avec une précision de mesure de courant de 0.2 et 0.5% alimenté par une batterie externe 12 volts (<http://www.iris-instruments.com>) (Figure 4.7 A, B). Deux résistivimètres IRIS Syscal R2 alimentés par un convertisseur DC/DC ont également été utilisés à Super-Sauze dans deux profils électriques transversaux T1 et T2 d'une longueur de 31 m. Deux multinodes permettent de relier chaque résistivimètre R2 à 2 x 16 électrodes (Figure 4.7 B). Une configuration géométrique Wenner-Schlumberger a été sélectionnée pour son bon compromis dans la détection de contrastes de résistivités horizontaux et verticaux pour les acquisitions à Super-Sauze. Au glissement du Laval, une configuration Dipôle-Dipôle a été choisie pour sa plus grande résolution en subsurface (Dahlin & Zhou, 2004) et le niveau de bruit faible de la zone. Les positions des électrodes ont été levées au GPS différentiel.

Une acquisition dure entre 10 et 20 minutes. Le temps entre chaque acquisition varie entre 3 et 6 heures. Des tests de résistance sont systématiquement effectués (*RsCheck*) pour vérifier la qualité du couplage électrode-sol.

- **Stratégie de traitement :**

Les mesures de potentiel inférieures à 5 mV sont filtrées pour s'affranchir des mesures déterminées au-dessous du seuil de détectabilité des résistivimètres. Les erreurs systématiques provenant d'électrodes défectueuses ou de mauvais couplages électrode-sol sont également retirées.

Une approche d'inversion en time-lapse a été effectuée. L'inversion des résistivités est basée sur les différences de résistivités apparentes, relativement aux résistivités apparentes calculées de l'acquisition de référence avant le début de la pluie (Loke, 2006). Les variations temporelles de résistivités sont ensuite déterminées par rapport au modèle de résistivités inversées de référence selon la relation suivante :

$$\Delta\rho_t = 100 \frac{\rho_t - \rho_{t0}}{\rho_{t0}} \text{ (%)}$$

Où ρ_t est la résistivité électrique inversée au temps t , ρ_{t0} est la résistivité électrique inversée de la référence.

4.2.4 Suivi hydrologique du glissement du Laval par expérimentation contrôlée de pluie. Article: *"Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse Electrical Resistivity Tomography"*

Les détails de l'expérience de pluies sur le glissement du Laval sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Hydrological Processes* (IF: 1.87) dans le numéro spécial *"Clay Shales and Clayey Sediments"*. DOI: 10.1002/hyp.7983

Titre: Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse Electrical Resistivity Tomography

Auteurs: J. Travelletti, P. Sailhac, J.-P. Malet, G. Grandjean, J. Ponton

Résumé :

Ce travail présente une expérience de pluie artificielle suivie par tomographie de résistivité électrique dans un glissement marneux. L'expérience de pluie artificielle a été réalisée sur une surface de 100 m² de la zone d'accumulation du glissement du Laval dans le but de caractériser le développement spatio-temporel du front d'infiltration et d'identifier le moment où l'état stationnaire est atteint. Partant de conditions initiales non saturées, l'expérience a été conduite durant 67 heures. Les résistivités apparentes ont été inversées en utilisant différents modes d'inversion en *time-lapse*. Les résultats montrent une diminution significative des résistivités de -18% par rapport à l'acquisition de référence avant le début de la pluie. Le développement d'une anomalie de résistivité négative suggère la progression d'un front d'infiltration verticale et latérale en direction du pied du glissement. Après 21 heures d'infiltration, les résistivités électriques au sein de la masse atteignent un niveau constant, indiquant que le système est vraisemblablement entré dans un état hydrologique stationnaire. Ces conclusions sont en accord avec les mesures piézométriques et les analyses hydro-géochimiques. Le temps caractéristique pour atteindre l'état stationnaire varie spatialement. Elle permet de mettre en évidence des infiltrations préférentielles dans le pied du glissement et de calculer une conductivité hydraulique apparente à saturation (K_s de $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$). Un modèle conceptuel hydrologique est finalement proposé. Cette étude démontre le potentiel de la tomographie de résistivité électrique pour le suivi d'infiltration dans les sols marneux et la grande capacité possible de transfert d'eau dans les matériaux marneux remobilisés.

Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography

J. Travelletti,^{1,2*} P. Sailhac,¹ J.-P. Malet,¹ G. Grandjean³ and J. Ponton¹

¹ Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, University of Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

² GEOPHEN - LETG, CNRS UMR 6554, University of Caen Basse-Normandie, Caen, France

³ BRGM, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France

Abstract:

This work presents an attempt to monitor water infiltration and subsurface flow within a clay-shale landslide using time-lapse electrical resistivity tomography (ERT). A rainfall experiment was carried out on a plot of 100 m² at the Laval landslide in the Draix experimental catchments (ORE Draix, South French Alps) in order to characterize the spatial and temporal development of water circulation in the soil and to identify when steady-state flow conditions are reached. The experiment was conducted during 67 h with initial unsaturated conditions in the slope. The apparent electrical resistivity values were inverted with a time-lapse approach using several cross models. The results indicate a significant decrease in resistivity (−18%) compared to the initial state in the rain plot. Downslope progression of negative resistivity anomalies is imaged suggesting that vertical and subsurface lateral flows have developed. About 21 h after the start of the rain experiment, a constant level of resistivity values is observed indicating that the hydrological system reached steady-state flow conditions. This observation is consistent with ground water level observations and chemical tracer analysis. Computed differences in time of steady-state conditions highlight possible preferential flows near the landslide toe. A hydrological concept of functioning of the slope is proposed, and apparent saturated hydraulic conductivity (K_s of $1.7 \times 10^{-4} \text{ m} \times \text{s}^{-1}$) is computed from the steady-state times. This study demonstrates the potentiality of ERT monitoring to monitor water infiltration in clay-shale slopes and the high water transfer capacity of reworked clay-shale material. Copyright © 2011 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS water infiltration; geophysical monitoring; steady-state flow; electrical resistivity tomography; landslide

Received 10 July 2010; Accepted 13 December 2010

INTRODUCTION

The badland landscape observed in the Jurassic clay-shale (e.g. black marls) catchments of the South French Alps is the result of the conjunction of favourable lithologic and climatic factors. Freeze–thaw and wetting–drying cycles progressively disintegrate the black marls formation thus favouring the annual development of a weathered marls layer exposed to surface runoff erosion and shallow landslides (Antoine *et al.*, 1995; Maquaire *et al.*, 2003; Mathys *et al.*, 2003a). The weathered marls can be mobilized by Hortonian runoffs especially during high-intensity rainfalls in summer. This causes flash floods and hyperconcentrated flows inducing significant problems in sedimentation reservoirs and river systems (Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger, 1998; Descroix and Olivry, 2002). Saturation of the weathered marl layers can also locally trigger shallow landslides supplying high sediment loads to the basins. In addition, rain infiltration in the fractured marls bedrock contributes to the triggering of larger landslides whose geometry is controlled by the bedding and the discontinuities (Maquaire

et al., 2003; Malet *et al.*, 2011). To characterize the water transfer capacity and identify the main hydrological processes occurring in these slopes, several studies have been undertaken (Corona *et al.*, 2002; Mathys *et al.*, 2003b; Estèves *et al.*, 2005). From these analyses, slope gradient, soil surface characteristics and initial soil moisture conditions are the main factors controlling surface runoff and subsurface flow patterns. Cras *et al.* (2007) highlighted the global control exerted by subsurface water flow in the triggering of flash floods after wet pre-event conditions with water contribution of up to 20% at the peak discharge. However, little is known about the spatial and temporal development of subsurface water flow in this type of reworked clay-shale soils, especially at the time when the maximal storage capacity is reached. This time corresponds to a threshold value indicating when subsurface flow rates become maximal for specific rainfall patterns and initial soil hydrological conditions.

To characterize the dynamics of water infiltration, a rainfall experiment was undertaken in October 2007 at the Laval landslide (Laval catchment, ORE, Draix, South French Alps; Figure 1A). A multi-technique approach was set up to monitor soil deformation (DGPS, terrestrial laser scanning) and soil hydrology [e.g. groundwater level measurements, soil water content monitoring, chemical

*Correspondence to: J. Travelletti, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, University of Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.
E-mail: julien.travelletti@unistra.fr

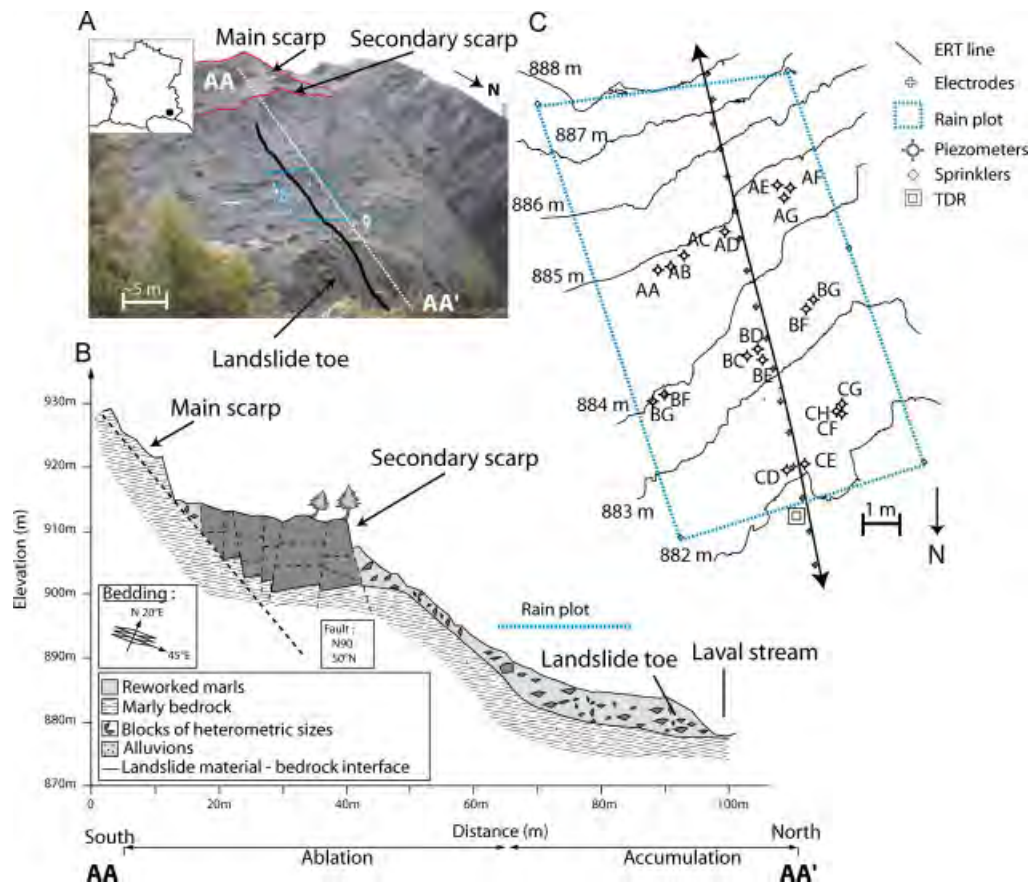


Figure 1. (A) Photograph of the Laval landslide. The rain experiment plot and the location of the ERT line are detailed. (B) Cross section of the landslide (modified from Fressard *et al.*, 2009). (C) Monitoring equipment installed on the rain plot

tracer analysis, seismic tomography and electrical resistivity tomography (ERT)]. Grandjean *et al.* (2009) used a fuzzy set theory in order to combine the ERT and the seismic information to provide a first qualitative interpretation of water movement in the soil. This article presents an analysis of water movement based on the interpretation of ERT monitoring using a time-lapse inversion approach. The objectives are: (i) to characterize the spatial and temporal development of the water infiltration front and the subsurface flow in the soil and (ii) to identify the time when the conditions of steady-state flow (e.g. constant water flow rate) is reached.

Six inverted models of time-lapse inversion are used to estimate the uncertainties of the resistivity values and to select the most appropriate inverted model for the hydrological interpretation. The best model has been chosen according to the root mean square error (RMS) of the inversion and the stability of the resistivity values in a test area where no change in resistivity is expected. The noise level due to temperature changes in the inversion process is estimated. A method for determining the time of steady-state flow conditions is proposed and this time is compared to hydrological measurements. A hydrological concept of functioning of the slope is proposed. Finally, the limitations of ERT monitoring to estimate soil water contents and the possibility of deriving apparent saturated hydraulic conductivity values are discussed.

INVESTIGATED AREA: THE LAVAL LANDSLIDE

The Laval landslide is located in the Draix experimental catchments (ORE Draix, south French Alps) characterized by Mediterranean and mountain climate influences (annual average of precipitation and temperature of 900 mm and 10.9 °C over the period 1970–2000) and unsaturated slope conditions within most part of the year (Mathys *et al.*, 2003a) (Figure 1A and B).

The Laval landslide was triggered in January 1998 and extended over an area of 4000 m² from 875 to 935 m elevation (average slope of 32°). The total volume of the accumulation zone is estimated at 8000–10 000 m³ (Fressard *et al.*, 2009). The toe of the landslide is regularly eroded by the Laval stream.

The landslide material is composed of weathered Callovo-Oxfordian black marls characterized by a heterogeneous fabric of flakes and centimetric to decimetric blocks encased in a sandy-silty matrix. The landslide thickness was determined from several dynamic penetration tests and geophysical prospecting (seismic and ERT tomographies) and varies between 1 and 6 m (Fressard *et al.*, 2009; Grandjean *et al.*, 2009) (Figure 1B).

Soil characteristics were determined in the laboratory on undisturbed samples (Garel *et al.*, 2011). The porosity of the matrix (determined with volumetric soil samplings) varies between 0.38 and 0.52, while the porosity of intact blocks of marls varies between 0.17 and 0.23.

The saturated hydraulic conductivity (K_{sat}) was measured with a steady head permeameter, and varies between $1.1 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ for the matrix and $3.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ to $7.5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ for the intact blocks according to the orientation of the schistosity (Malet *et al.*, 2003).

METHODS

Simulated rain experiments

The experimental rain plot is located in the accumulation zone of the Laval landslide (Figure 1A–C) on a moderate slope gradient (*ca* 20°); the zone is characterized by macro-fissures at the surface which may act as possible preferential water pathways (Garel *et al.*, 2011). The simulated rainfall was applied on an area of 100 m^2 with an average intensity of 11 mm h^{-1} during 67 h and simulated using a water pump and six sprinklers located along the borders of the experimental plot (Figure 1C). Chemical tracers (chlorure, bromure) were added to the rain water to characterize the water pathways and flow velocity. The electrical resistivity of the rain was kept constant ($18 \pm 4 \text{ } \Omega\text{m}$) during all the experiment. A network of shallow piezometers (with varying depths of 1–4 m) were installed for water sampling and ground-water level observations.

The rain experiment started with unsaturated hydrological condition in the slope material (initial saturation degree of *ca* 27%). The resistivity of the pre-event water present in the slope has an average resistivity of $5 \pm 3 \text{ } \Omega\text{m}$; its spatial distribution inside the area is heterogeneous. As convention in this study, the rain experiment starts at the time t_0 .

More detailed information on the rain experimental set-up and on the hydrological observations can be found in Garel *et al.* (2011).

Electrical resistivity tomography

ERT is very sensitive to subsurface changes in water saturation and pore water salinity. The method is potentially able to provide a better spatial characterization of water flows within a slope than local point measurements such as tensiometry or time-domain reflectometry (Daily *et al.*, 1992; Binley *et al.*, 1996; Barker and Moore, 1998; Olsen *et al.*, 1999; Slater *et al.*, 2000; French and Binley, 2004). Therefore, this technique is widely used to complement classical hydrological methods (Robinson *et al.*, 2008). The high sensitivity to subsurface geoelectrical structures makes also ERT particularly interesting for estimating bedrock geometry in landslide investigations when a resistivity contrast between the bedrock and the mobilized mass exists (Jongmans and Garambois, 2007; Marescot *et al.*, 2008).

The resistivity values are not directly obtained from surface-based ERT surveys. Electrode spacing, electrical current intensity and electrical potential are the measured parameters used to calculate apparent resistivity values which are then inverted to estimate the true resistivity values (Samouëlian *et al.*, 2005; Rings and Hauk, 2009).

Several inverted models can be calculated for the same set of apparent resistivity values. Consequently, the inversion cannot be very precise and non-uniqueness of the solution can lead to misinterpretation (Olayinka and Yaramanci, 2000). Therefore, several inverted models should be calculated for the same dataset thus giving an estimation of the inverted resistivity accuracy (Nguyen and Kemna, 2005).

Quantitative interpretation of ERT data is difficult in clay-rich soils due to the influence on conductivity along clay surfaces and solute concentration on the bulk soil conductivity (Glover *et al.*, 2000). Petrophysical relationships based on the modified Archie's law (Archie, 1942) take into account these influences on the bulk conductivity obtained from ERT (Waxman and Smits, 1968; Sen *et al.*, 1988; Glover *et al.*, 2000; Shah *et al.*, 2005). However, petrophysical parameters are often difficult to measure because of the geological variability (e.g. sedimentary and structural changes). As a consequence, many studies usually assume a unique petrophysical relationship with negligible or constant conductivity along clay surfaces (French *et al.*, 2002; Winship *et al.*, 2006). For temporal monitoring of water infiltration, differences between resistivity measurements are generally more accurate than absolute values (Samouëlian *et al.*, 2005). Therefore, resistivity anomalies are often determined in relation to a set of measurements realized before the start of the experiment to describe the initial state.

The ERT is located in the central part of the experimental plot in the direction of the main slope gradient (Figure 1A and C), and the centre of the ERT line coincides with the centre of the experimental plot. The upstream part of the ERT line is located outside of the artificial rain in an area called 'dry plot'. ERT data were acquired using an IRIS Syscal Junior system with a current measurement precision of 0.5%. The system features an internal switch-system board for 48 electrodes with 1-m inter-electrode spacing. Thus, the image resolution is expected high enough to image the global development of water infiltration and subsurface flow in the slope. Hydrological processes occurring at the centimetric scale are not detected with this electrode spacing. Three to six stacks were systematically realized for each quadrupoles in order to obtain a maximum standard deviation of 3% for the repeated measurements. Data acquisition lasted approximately 15 min; an acquisition was conducted every 1–3 h.

With respect to the low electrical noise observed on the slope, a dipole–dipole configuration was selected for its accurate resistivity value measurements (Rings and Hauk, 2009). Each acquisition includes 647 quadrupole measurements. Two acquisitions before the start of the rain experiment were conducted to characterize the initial resistivity state of the slope, and 32 acquisitions were made during the rain experiment. A filtering was applied to remove all data with a measured potential lower than 5 mV. After filtering, 87% of the original dataset was kept for the analysis. The electrical potential, the input current electrode geometry and the ERT line topography

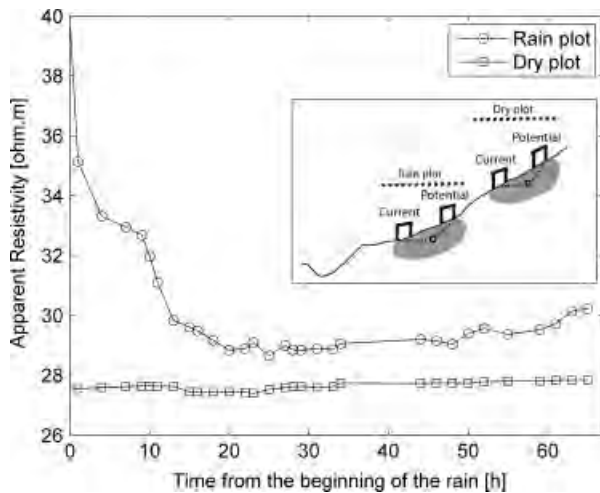


Figure 2. Example of apparent resistivity values with time for a quadrupole in the rain plot and a quadrupole in the dry plot using a dipole–dipole array. A schematic view of the quadrupole location with their integrated-volume measurement (in grey) is presented in the square

are used to compute apparent resistivity value as input to the inversion process. Figure 2 gives an example of apparent resistivity changes with time for a quadrupole centred in the rain plot and a quadrupole in the dry plot integrating large volume of soil. A decrease in apparent resistivity is observed in the rain plot, while the apparent resistivity stays nearly constant in the dry plot indicating a relative low impact of the surrounding noise level on large volume-averaged measurements. However, apparent resistivity integrating smaller volumes of soil (at shallow depths) of short-spaced quadrupoles can be influenced by temperature changes. Thus, noise can be introduced in the inversion processes. Therefore, the effects of soil temperature on the resistivity values have to be estimated.

Effect of temperature on the resistivity values

To determine the effects of soil temperature on the resistivity values, soil temperature was monitored near the experimental plot along a vertical profile at different depths (–0.13, –0.30, –0.50 and –0.85 m). In addition, two temperature sensors were installed inside the rain plot at –1.90 and –2.90 m in piezometers. Figure 3 shows the temperature measurements from the beginning until the end of the rain experiment for different depths.

A small decreasing trend of soil temperature is observed during the rain experiment. Between the ground surface and –0.5 m depth, the temperature signal has a daily sine variation and varies between 14 and 8 °C. For depths below 0.5 m, the amplitudes of temperature variations are <1 °C. According to the model of thermal diffusivity with effective soil saturation of Johansen (1975), the effect of conductive heat flow due to water input can be neglected for a saturation degree of more than 25% (Behaegel *et al.*, 2007) which is comparable to the initial soil water content in the slope. By using the model of Campbell *et al.* (1948) and using the soil temperature at the start of the rain experiment, the maximum relative resistivity changes in function of temperature is

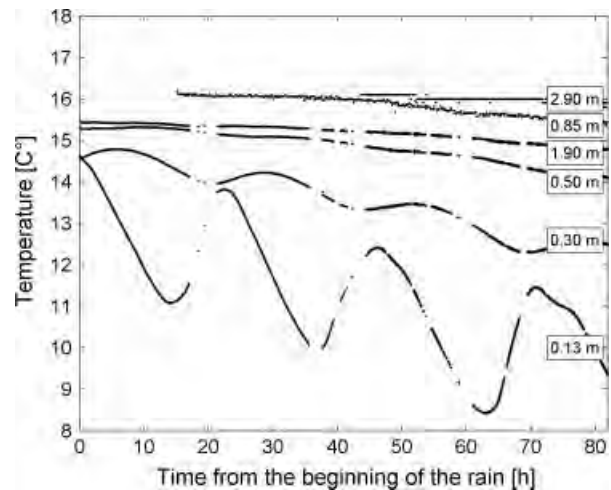


Figure 3. Temperature monitoring at different depth near the rain plot

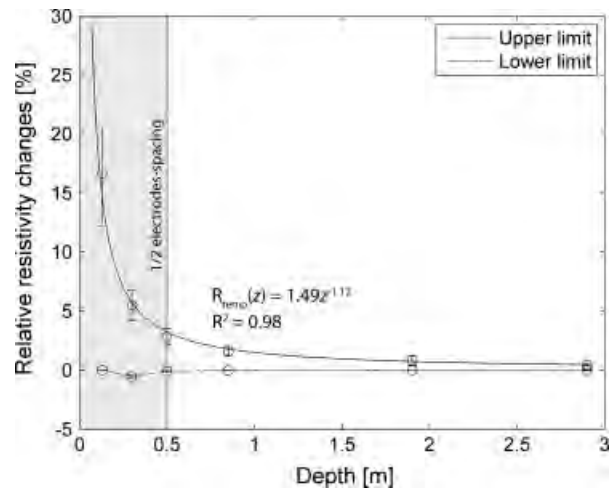


Figure 4. Maximum of relative resistivity variation caused by soil temperature changes. The maximum of relative resistivity changes are located above 0.5 m depth. Above that depth, the inverted resistivity models are poorly resolved (less than 0.5 electrode spacing)

estimated (Equation (1)).

$$\left[\frac{\rho}{\rho_{\text{ref}}} - 1 \right] \times 100 = \left[\frac{1}{1 + \alpha(T - T_{\text{ref}})} - 1 \right] \times 100(\%) \quad (1)$$

where ρ is the inverted resistivity value during the temporal monitoring corrected at temperature T_{ref} , ρ_{ref} is the inverted resistivity value at the start of the experiment, T and T_{ref} are the temperatures associated to ρ and ρ_{ref} , and α is a temperature compensation factor. The α -factor is determined empirically from measurements of different soils solutions at different temperatures. No α -factor was determined for black marls; however, it varies between 0.018 and 0.028 °C⁻¹ for natural soil (Keller and Frischknecht, 1966; Samouëlian *et al.*, 2005; Drnevich *et al.*, 2008; Ma *et al.*, 2010).

At each depth of temperature sensors, the minimum and maximum of resistivity changes were used for calculating the maximum range of resistivity change in function of depth. The results for a α -factor of 0.023 °C⁻¹ ± 0.05 °C⁻¹ are indicated in Figure 4.

At shallow depths, resistivity changes are very sensitive to soil temperature changes. The temperature effects at depths below 0.5 m (corresponding to a 0.5 electrode spacing) are rapidly damped (less than 3% of resistivity variation). The relative resistivity changes due to temperature *versus* depth follow a power law (Equation (2)).

$$R_{\text{temp}}(z) = 1.49z^{-1.12} (\%) \text{ for } \alpha = 0.023 ^\circ\text{C}^{-1} \quad (2)$$

where z is the depth perpendicular to the topographical surface.

Equation (2) varies between two sub-equations calculated with the two extreme α -factors (Equations (3) and (4)) which determine the uncertainty of Equation (2):

$$R_{\text{temp}}(z) = 1.91z^{-1.10} (\%) \text{ for } \alpha = 0.018 ^\circ\text{C}^{-1} \quad (3)$$

$$R_{\text{temp}}(z) = 1.04z^{-1.18} (\%) \text{ for } \alpha = 0.028 ^\circ\text{C}^{-1} \quad (4)$$

These empirical equations indicate that inverted resistivity values above 0.5 m can be very noisy because of temperature changes. Correction of temperature effects will not significantly improve the results because the very shallow layers are generally poorly resolved in term of inverted resistivity values. Consequently, inverted resistivity values above 0.5 m depth are removed from the inverted models and the consequent analysis.

Approach used for time-lapse inversion

The apparent resistivity values were inverted using the time-lapse approach based on cross models implemented in the *RES2DINV* inversion software (Loke, 2006). The basic of a cross model is the use of an inverted model from a base dataset as the reference model for later datasets. Changes in subsurface resistivity are computed by using the apparent resistivity changes to ensure that changes of inverted resistivity values are only due to changes in apparent resistivity values (Loke, 1999; Miller *et al.*, 2008).

As the time-lapse inversion module of *RES2DINV* is restricted to inversion of 12 time series, the 32 datasets acquired during the rain experiments were separated into three groups. To ensure that the inversion of each group starts from the same initial model, the reference model t_{0-14h} (e.g. 14 h before the start of the rain experiment) was systematically included at the beginning of each group.

Six groups of inverted model (G1–G6) were created by varying (i) the cross model and (ii) the time-lapse inversion method. The inversion parameters presented in Table I were kept at constant values.

Three types of cross models were used. The first cross model was based on a damped least-squared Gauss-Newton algorithm to minimize the differences in the model resistivity values between the initial model and the time-lapse model (Loke, 1994). The second cross model used a least-squared smoothness constraint set to avoid sudden important changes in resistivity values. The third cross model was based on a smoothness constraint set

Table I. Inversion groups with the types of cross model and inversion parameters

	Damped least-squares constraint	Least-squares smoothness constraint	Robust smoothness constraint
Simultaneous	G1	G3	G5
Sequential	G2	G4	G6
Initial damping factor	0.1	Maximal number of iterations	8
Minimal damping factor	0.005	Vertical to horizontal regularization	1
Convergence limit	5%	Increase in damping factor with depth	1.1

minimizing the absolute changes in the model resistivity (Claerbout and Muir, 1973).

Two methods of time-lapse inversion were tested. The first method allows to inverse the datasets simultaneously. After each iteration, the inversion of the reference dataset was directly followed by the inversion of the later dataset. The second method consisted in fully inverting the datasets after a maximum of eight iterations; then the model of the last iteration of the reference dataset is used as the reference model for the later datasets.

The choice of the best inverted models was based on two statistical criteria:

1. The value of RMS error: it is the most important quantitative criteria indicating how the inverted resistivity models fit with the datasets. Inverted models with low RMS are preferred, especially those presenting the lowest RMS value for the first inverted model which is the model of reference t_{0-14h} (corresponding to the dry state conditions in the slope before the rain) used for the comparison with the later inverted models.
2. The stability through time of the inverted resistivity values observed in the dry plot of the inverted models after removing the values affected by soil temperature changes.

The sensitivity of the best inverted model was then computed with the Loke's software which gives qualitative information on how much resistivity values are constrained by the data (Loke, 2006).

To outline the changes of resistivity values with time, the difference between successive resistivity measurements are more accurate than absolute values because systematic errors are eliminated (Samouëlian *et al.*, 2005). Consequently, to track the changes to the reference model, Equation (5) was used:

$$\Delta\rho_t = 100 \frac{\rho_t - \rho_{t0}}{\rho_{t0}} (\%) \quad (5)$$

where ρ_t is the inverted resistivity value during the temporal monitoring, and ρ_{t0} is the inverted resistivity value at the reference state (t_{0-14h}).

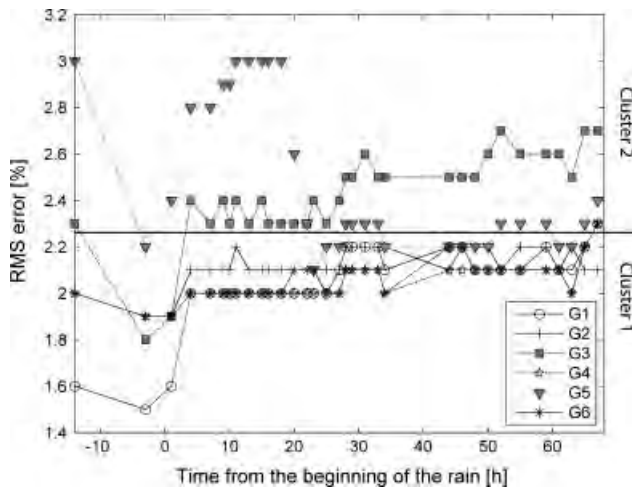


Figure 5. Changes in RMS errors for the inverted models of the six groups of cross models. Two clusters can be distinguished: cluster 1 contains the inverted models with low, stable and comparables RMS error values; cluster 2 contains the inverted models presenting higher and less stable RMS error values

RESULTS: BEST INVERTED RESISTIVITY MODELS

The first step consists in analysing the quality of the inverted models according to the criteria presented in the section on Approach used for Time-Lapse Inversion. All inversions resulted in inverted models with RMS errors smaller than 3.0%, reflecting the good quality of the input datasets (Figure 5). After five to seven iterations, the RMS remains at constant values. Two clusters of inverted models can be distinguished (Figure 5):

1. The first cluster (cluster 1) includes inverted models G1, G2, G4 and G6 characterized by stable and comparable value of RMS errors (lower than 2.2%) through time. G1 has the lowest RMS error.
2. The second cluster (cluster 2) contains the inverted models G3 and G5 displaying higher and less stable RMS errors with time.

The median value of resistivity changes is used for quantifying the global resistivity trend within the rain plot and the dry plot during the rain experiment below the depth affected by soil temperature changes (Figure 6). After about 20 h, the relative resistivity values inside the rain plot progressively decrease until -15% of the reference state for all groups of inverted models. Observed relative changes in the dry plot are nearly null except for G5 demonstrating high variability in the dry plot. G1 has the most constant resistivity values through time in the dry plot and the lowest RMS error. After removal of the temperature effect, the residual resistivity change (R_{residual}) in the dry plot is about 1%.

According to the criteria presented in the section on Approach used for Time-Lapse Inversion, the inverted model G1 is used for the hydrological interpretations, especially because the initial state at t_{0-14h} displays the lowest RMS error (1.6%). As G1, G2, G4 and G6 have similar RMS errors, they are used for calculating

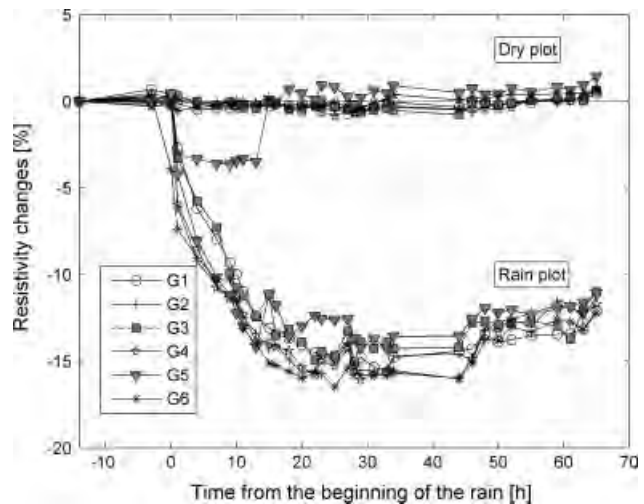


Figure 6. Inverted resistivity changes within the dry plot (149 nodes) and within the rain plot (207 nodes) for the six inversion groups

resistivity uncertainties. For this study, the uncertainty is defined by the maximum difference between the resistivity values in G1, G2, G4 and G6 at each location normalized on t_{0-14h} in G1.

Figure 7 shows the inverted resistivity values for the reference model G1 (Figure 7A), the associated uncertainty (Figure 7B) and sensitivity (Figure 7C). Resistivity values vary between 10 and 130 Ωm which are similar values to those observed in other landslides developed in black marls (Schmutz *et al.*, 2000; Grandjean *et al.*, 2007; Méric *et al.*, 2007) (Figure 6A). An upper and a lower layer can be distinguished. The limit separating these two layers is globally in good agreement with the bedrock depth deduced from dynamic penetration tests. The lower layer which displays resistivity values between 5 and 30 Ωm is the compact bedrock. The bedrock is overlaid by the weathered clay shale (e.g. landslide material) with higher resistivity values between 30 and 130 Ωm reflecting dry initial slope conditions. The largest uncertainties are mainly localized in the top of the weathered clay shale characterized by high resistivity values ($>50 \Omega m$) and low sensitivity values.

No confidence is given to resistivity values below the interface separating the weathered clay shale from the bedrock because the sensitivity values are too low ($<0.2\%$). Consequently, this interface is assumed to represent the maximal investigation depth of the ERT.

HYDROLOGICAL INTERPRETATIONS

Steady-state flow conditions

Steady-state flow refers to the condition where the fluid properties at any single point in the slope system do not change over time, and to the conditions of no possibility of additional storage of water in the soil. When relative resistivity values reach a threshold value, parameters affecting resistivity values (e.g. water chemistry, soil compaction, water saturation and clay content) are balanced or constant. To determine the

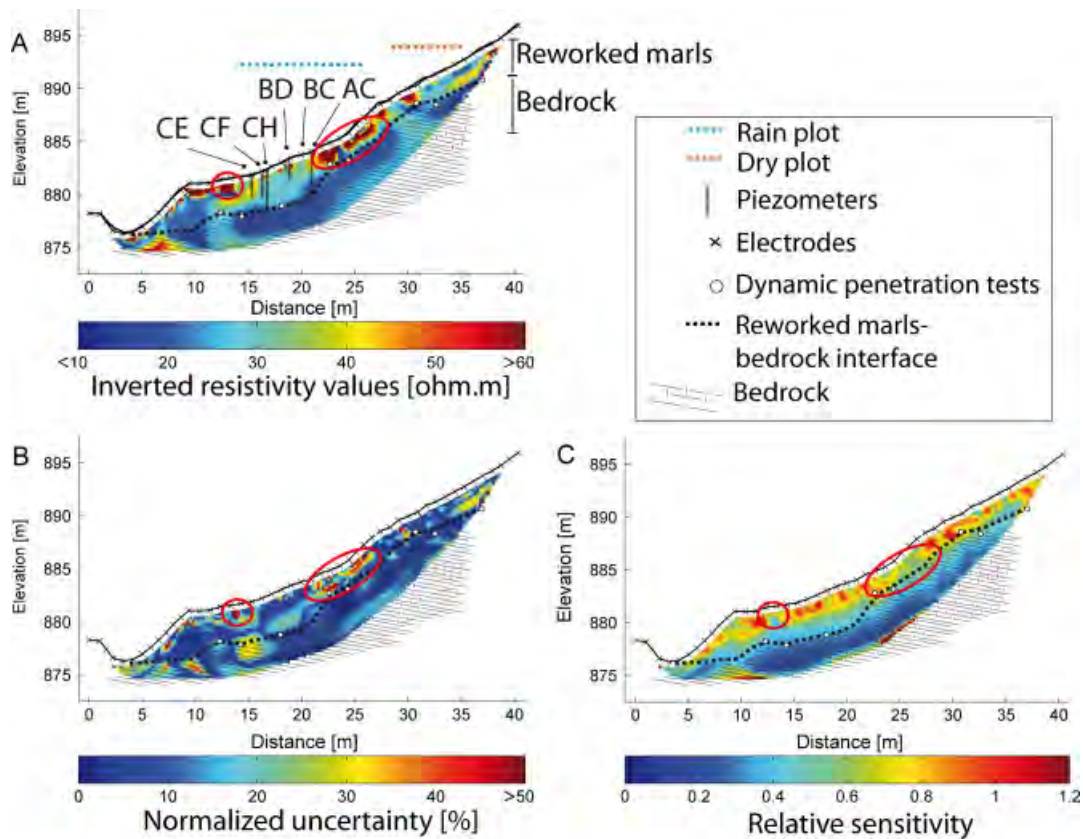


Figure 7. (A) Inverted resistivity model of the G1 reference (t_{0-14h}) acquired before the start of the rain. (B) Uncertainty defined by the maximum and the minimum of the inverted resistivity values in the inverted models G1, G2, G4 and G6 normalized with G1. (C) Associated sensitivity index of G1. The red circles indicate areas with high uncertainty and low sensitivity index

time at any locations inside the experimental plot when constant resistivity value occurs, an automatic routine based on the uncertainty level in the inverted resistivity model G1 relative to the reference model (t_{0-14h}) is developed.

Considering the effect of soil temperature discussed in the section on Effect of Temperature on the Resistivity Values, the relative uncertainty induced by soil temperature changes ($R_{temp} = \Delta\rho/\rho_{t0}$) can be separated from the total relative uncertainty (R_{total}). As a consequence, R_{total} can be expressed by Equation (6):

$$R_{total} = R_{temp} + R_{residual} \quad (6)$$

If we assume that $R_{residual}$ is constant and similar to the value observed in the dry plot after removal of the effects of soil temperature, it is possible to define R_{total} as a function of depth using Equation (7):

$$R_{total}(z) = 1.49z^{-1.12} + 1 \quad (\%) \quad (7)$$

where z is the depth perpendicular to the topographical surface.

When the standard deviation of the relative resistivity is less than R_{total} during 24 h, no significant change is assumed to have occurred and a constant level of relative resistivity value is reached. To obtain values every hour, a piecewise linear interpolation technique is applied at each location. Thus, the time of constant resistivity

value is computed for each cell of the ERT dataset. Equations (3) and (4) are used to calculate the error on the time by introducing the term R_{temp} in Equation (6).

The results and the associated errors are detailed in Figure 8A and B. The time of constant relative resistivity value is then compared with the time of constant ground water level observed in some piezometers (Figure 9A and B). A good match is found except for piezometer BC, as this piezometer is installed in a block of marls which is too small to be imaged with our ERT resolution (electrode spacing of 1 m). The reliability of this matching is also confirmed by the hydrochemical observations of Garel *et al.* (2011) which indicate that subsurface water flow is predominant after 20 ± 2 h and that the soil could be considered very close to saturation at this time. From these statements, the times determined from ERT data are linked to the times of steady-state flow conditions. Therefore, interpretation of resistivity changes is thus possible in term of water saturation assuming water salinity, porosity and soil structure constant with time.

On average, times of steady-state flows conditions are reached 21 h after the start of the rain. The topsoil is characterized by relatively short times varying between 5 and 15 ± 1 h, while deeper locations mostly reached steady-state flow conditions after $20-28 \pm 1$ h. More time is needed for locations downstream outside the rain plot ($30-35 \pm 5$ h) to reach steady-state conditions. This time difference between area outside and inside the rain

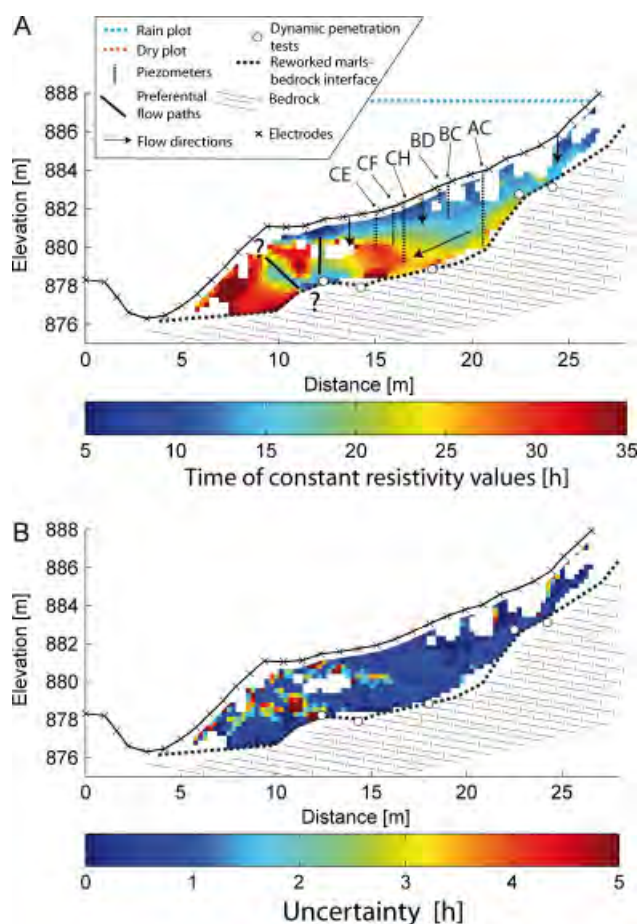


Figure 8. (A) Times of constant resistivity values. Two preferential flow paths are suspected near the landslide toe. The development of a subsurface lateral flow inside the rain plot in depth is also suspected. (B) Uncertainty associated to the identification of time of steady-state conditions

plot strongly suggests the development of subsurface lateral flow during the rain experiment (Figure 8A).

Two preferential flow paths could be detected near the abrupt change of slope delimiting the landslide toe from the other part of the landslide body (Figure 8A). These flow paths induce fast water infiltration until the weathered clay shale/bedrock interface thus leading to steady-state conditions after a short time of rain experiment ($ca\ 15 \pm 2$ h). These preferential flows are probably connected through the weathered clay-shale/bedrock interface. However, their location and geometry inside the bedrock cannot be detected because of too low sensitivity value of the inverted model.

Hydrological interpretation of the resistivity changes

A lack of independent soil moisture measurements impeded establishing a reliable relationship among resistivity values and soil moisture values. However, regarding the conclusions of section Steady-State Flow Conditions, changes in soil water content seem the most predominant factor affecting resistivity changes in this type of weathered clay shale thus making the influence on other factors such as water salinity, soil porosity and clay content negligible for qualitative interpretation. Figure 10

presents the time-lapse of the resistivity changes with the associated uncertainty. Except at the time t_{0+1h} , the resistivity changes are significant enough regarding the uncertainties. A decrease in resistivity (e.g. negative anomaly) is observed with time following directly the onset of the rain. This observation reflects the development of a wetting front progressing mainly vertically during the first 10 h of the experiment. The area located downstream and outside of the rain plot is then affected by a negative anomaly showing that a lateral subsurface flow is developing. After 30 h of rain, this lateral subsurface flow may have reached the Laval stream. The evolution below the weathered clay-shale/bedrock interface is not indicated because the sensitivity is too low below it. Consequently, infiltration inside the bedrock cannot be depicted from the ERT dataset. However, regarding the lateral development of the subsurface water flow at about t_{0+20h} when the entire rain plot is in steady-flow conditions, an important permeability contrast between the weathered clay-shale and the bedrock can be suspected.

Conceptual hydrological model

On the basis of the time evolution of resistivity changes and the location of steady-state flow conditions inside the rain plot, a conceptual hydrological model is proposed. The wetting front is estimated by the isovalue of -5% of resistivity change (Figure 11).

- t_0-t_{0+5h} : in the first hours of the rain experiment, the wetting front has already penetrated the first meter of the top soil. The preferential flow paths located near the landslide toe allow water to reach rapidly the bedrock interface;
- $t_{0+5h}-t_{0+12h}$: vertical water infiltration is still dominant. Steady-state flow conditions are reached in the top-soil. Consequently, the groundwater level observed in piezometer BD stays at its maximal level. In the deepest piezometers CH and AC, the ground water levels start to progressively rise. At the same time, water infiltration occurs on the top of the landslide toe, probably supplied by surface water runoff coming from the rain plot. In that area, the preferential flow paths are still draining water until the bedrock depth where steady-flow conditions are progressively reached. The wetting front starts infiltrating downslope showing the formation of subsurface lateral flow draining water outside of the rain plot;
- $t_{0+12h}-t_{0+15h}$: inside the rain plot, steady-state flow conditions are progressing faster in depth than outside the rain plot. The wetting front reaches the bedrock interface;
- $t_{0+15h}-t_{0+20h}$: the surrounding of the preferential flow paths progressively entered in steady-state flow conditions and could be considered as very close to saturation. Consequently, subsurface lateral flow starts its progression inside the landslide toe. Surface water runoff contributes also to infiltrate water in the toe;

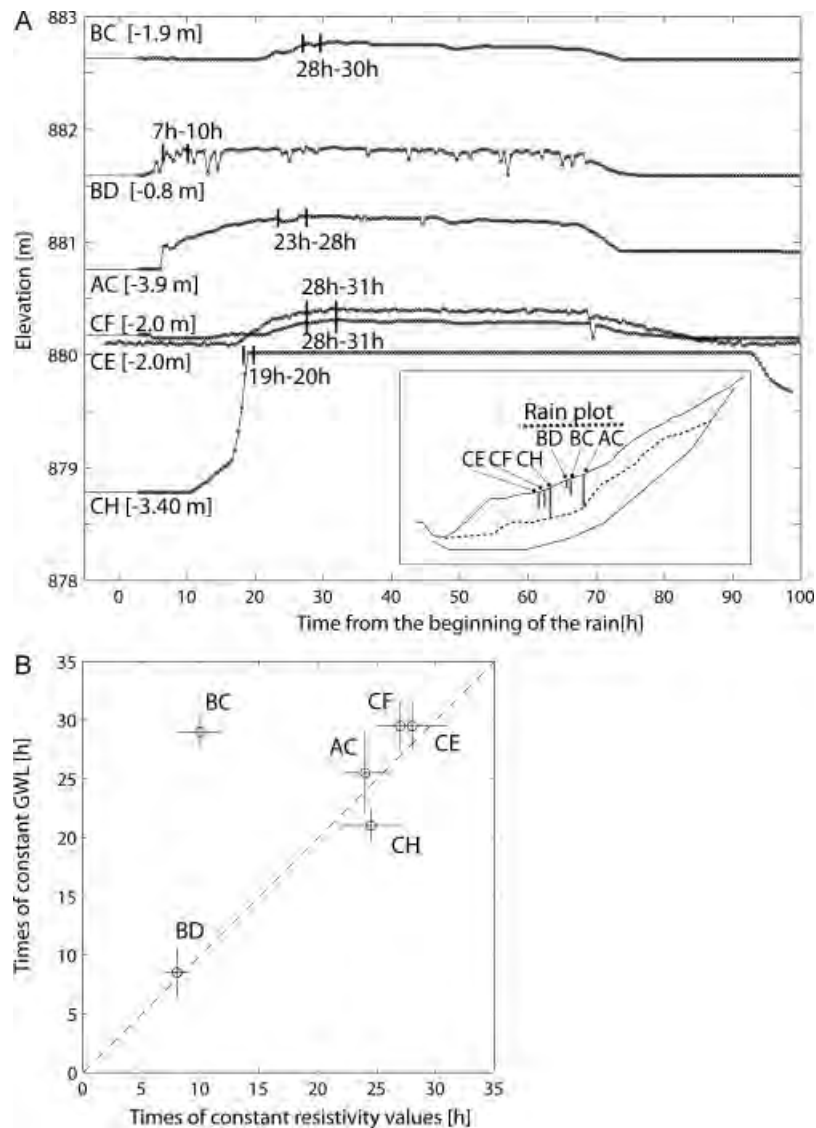


Figure 9. (A) Ground water level changes in piezometers located along the ERT line. After a certain time the groundwater level remains constant until the end of the rain experiment. [× m] is the piezometer depth. (B) Comparison with the time of constant resistivity values with the time of constant ground water level observed in the piezometers

- $t_{0+20h} - t_{0+25h}$: the entire rain plot is in steady-state flow conditions. Ground water levels remain at a constant level in nearly all piezometers;
- $t_{0+25h} - t_{0+30h}$: the subsurface lateral flow may have connected the Laval stream. Steady-state flow conditions are reached both in the landslide toe and in the rain plot.

DISCUSSION

ERT acquisitions

Considering the objectives of the study, the spatial and temporal resolution of the ERT dataset was large enough to monitor the general evolution of the infiltrated water. The fixed acquisition time of 15 min for a single ERT acquisition obviously integrated all the hydrological processes occurring within this lapse of time. Nevertheless, this time of acquisition with a frequency of 1–3 h was suitable for monitoring the global development of

the infiltrated water before the soil reached steady-state flow conditions. Improvement in more frequent and faster acquisition devices would help for increasing the temporal resolution. At the same time, an increase in the number of electrodes along the surface (thus reducing the electrode spacing) is necessary to improve the spatial resolution of time-lapse ERT inversion both for shallow depths (first half meter) and deeper depths (Descloitres *et al.*, 2007; Clément *et al.*, 2009).

Uncertainties of the inverted resistivity values

In this article, the uncertainty estimations were based on the maximum difference between resistivity values from four inverted models with similar RMS errors. The temporal stability of apparent and inverted resistivity values in a test site was also shown to be a good method to estimate the uncertainty in resistivity changes. Some analysis for estimating the error in the measured data affecting inversion quality could be also considered in

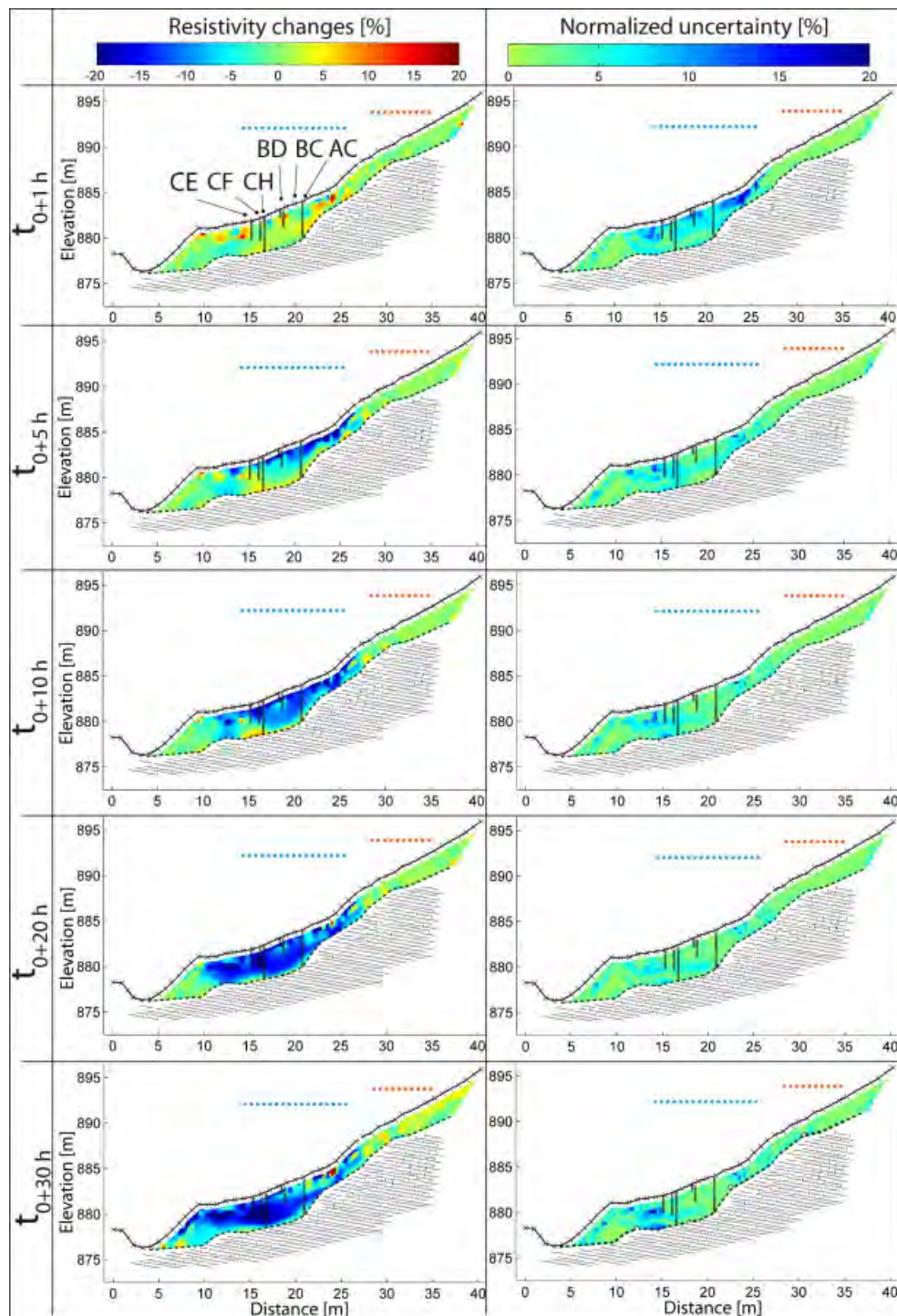


Figure 10. Resistivity changes during the rain experiment with the associated uncertainty. The development of subsurface lateral flows can be highlighted. See Figure 8 for the legend

the future (surrounding noise, suitability of acquisition configurations and error in electrode locations). For example, Jelinkova *et al.* (2006) were able to image infiltration processes during infiltration experiment, but they pointed out developments of inconsistencies linked to the design and the scale of the ERT. The effects of these different factors can be estimate with numerical modelling (Descloitres *et al.*, 2007) or with systematic tests during the acquisition. Indeed, normal and reciprocal measurements would help to measure the noise directly

in the electrical potential values in future experiment (LaBrecque *et al.*, 1990). To avoid uncertainties due to measurement errors of electrode spacing, the difference in measured potential can also be used in the inversion process.

In such type of rain experiments on steep slopes with significant clay fraction and possible soil deformation (Fukue *et al.*, 1999), interpretation of inverted resistivity can be rather complex. In this study, soil deformation monitoring with terrestrial laser scanning did not show

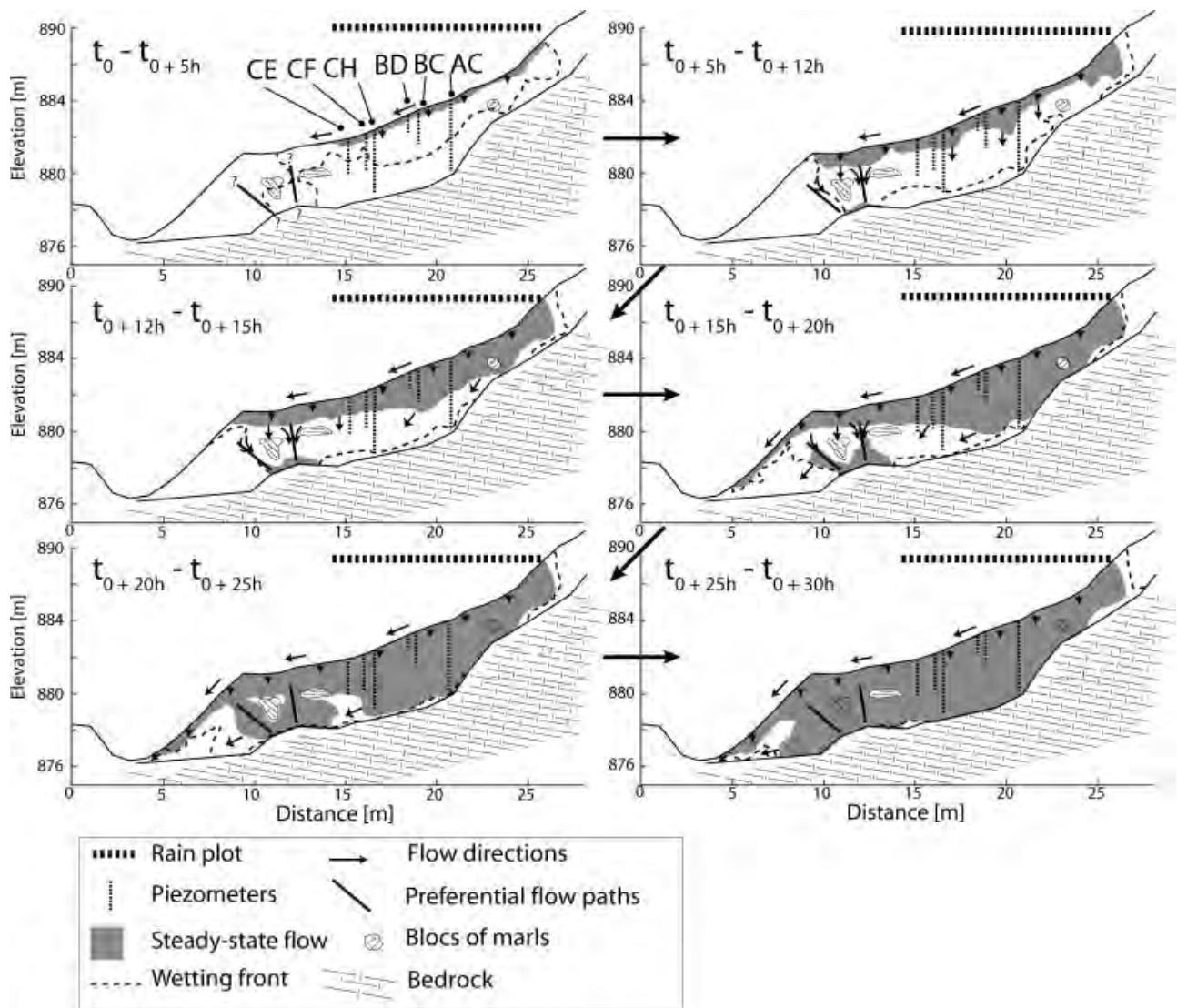


Figure 11. Hydrological concept of water infiltration during the rain experiment. In the first hours, vertical infiltration is dominant, then lateral subsurface flows is developing along the landslide material–bedrock interface. Two preferential flow paths near the landslide toe allow water to reach the bedrock in a short time after the beginning of the rain. Areas characterized with higher times of steady-state flow conditions are identified as marly blocks

any evidence of compaction or displacements that could lead to a change in soil structure. Therefore, the effect of that factor on the resistivity values was assumed negligible. Another important factor is the resistivity of the rain water. Globally, the conductivity of the rain input was one order of magnitude lower than the conductivity of the pre-event water already present in the soil before the start of the rain. The experiment started from unsaturated condition (about 27% of saturation) and a decrease in resistivity directly occurred after the beginning of the rain (Figures 6 and 10). Regarding the model of Waxman and Smits (1968) for clay-shale sands, an increase in water saturation is the only way to produce such a resistivity response assuming constant porosity (no change in soil structure) and conductivity along clay surfaces. In other words, these observations imply that the resistive rain water input had a lower effect on the resistivity values than a change in degree of water

saturation for this type of weathered clay-shale slope in initial unsaturated conditions.

Comparison between inverted resistivity and soil moisture measurements

The problem of measurements scalability of representative volumes between inverted resistivity values (meter-scale) and soil moisture from TDR (Time-Domain Reflectometer) measurement (cm-scale) is often pointed out as a main problem for comparing inverted resistivity and soil moisture measurements (Schwartz *et al.*, 2008). Three-dimensional effects induced by lateral water drainage and infiltration can also impede the inversion of accurate resistivity values (Spitzer, 1998; Wisen *et al.*, 2003).

For this study, two main reasons explained the difficulty of finding a reliable relationship between volumetric soil moisture and inverted resistivity values.

1. The first reason is due to the non-uniqueness of the inverted model inducing variability in the inverted

resistivity at some shallow locations where the TDR are installed (Figure 1C). A reliable quantification of the true values of resistivity is still very difficult as already demonstrated by Rings and Hauk (2009). This problem was often illustrated by many authors if no additional constraints are imposed in the boundary conditions (Olayinka and Yaramanci, 2000; Bemberger *et al.*, 2008; Koestel *et al.*, 2008). Therefore, introducing additional knowledge in the inversion procedure like bedrock depth or areas with known resistivity values would help to reduce the non-uniqueness of the model (Loke, 2006).

2. The second reason results from an insufficient range of soil moisture and resistivity values at the location of the TDR. For illustrating the problem, Figure 12 shows the relationship between resistivity and calibrated soil water content for different clay-rich soils obtained from laboratory experiments (McCarter, 1984; Fukue *et al.*, 1999; Michot *et al.*, 2003) presented in Samouëlian *et al.* (2005). These values are plotted with the inverted resistivity values calculated for the weathered black marls of the Laval landslide. The horizontal error bars of water content values and resistivity values are based on the method exposed in the section on Result: Best Inverted Resistivity Models. The uncertainty on the true inverted resistivity is too large to adjust a trendline. Regarding the trend observed in clay-rich soils from the laboratory experiments, volumetric water contents of less than 20% associated with higher resistivity values would help to fit a reliable law. More soil moisture measurement at different depths and locations along the ERT profile would help to extent the range of soil moisture and resistivity values in future rain experiments.

Hydraulic conductivity

The inverse of the gradient of steady-state times (∇ Time in h m^{-1}) can be used to estimate an apparent saturated hydraulic conductivity K_s . ∇ Time is determined along two profiles P1 and P2 parallel to the subsurface

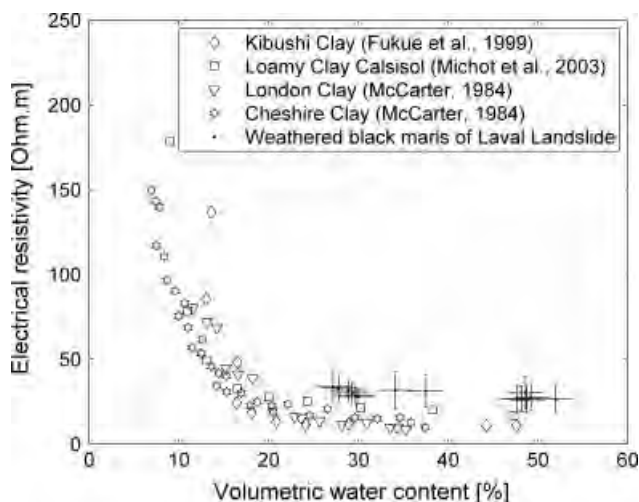


Figure 12. Relationship between electrical resistivity values and volumetric water content for clay-rich soils

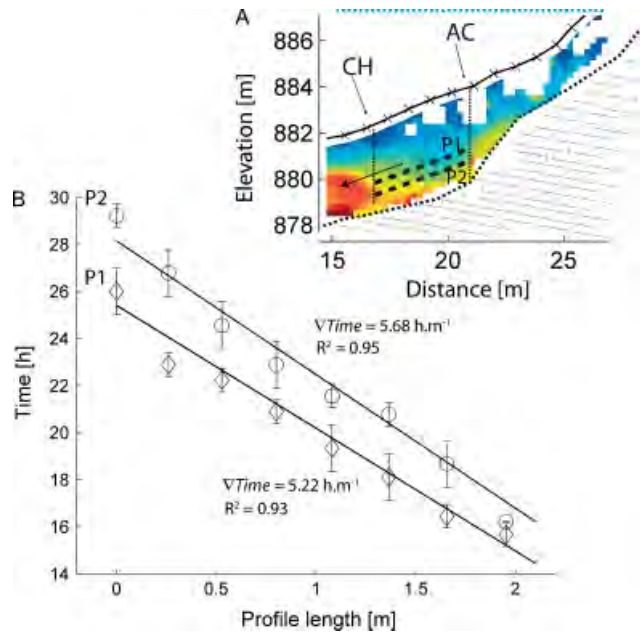


Figure 13. Estimation of the apparent saturated hydraulic conductivity on two profiles parallel to the subsurface lateral flow (A) Location of the profiles P1 and P2 between the piezometers CH and AC in Figure 8A. See Figure 8A for the legend. (B) Estimation of for the profiles P1 and P2

flow direction (Figure 13A and B). The mean hydraulic charge (i) is given by the measured groundwater levels observed in piezometers AC and CH (Figures 9A and 13A). Darcian flow, continuous water table and homogeneous soil are assumed between the piezometers. K_s can thus be determined with Equation (8):

$$K_s = \frac{1}{3600 \nabla \text{Time}} i (\text{m s}^{-1}) \quad (8)$$

Regarding the gradient ∇ Time of P1 and P2, an average K_s of $1.7 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ is obtained. This value is comparable with values of K_s measured from constant head permeameters measurements realized on soil samples as well as *in situ* inverse auger tests carried out in the piezometers AC and CH (K_s of $4.9 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$; Garel *et al.*, 2011). This relatively high apparent saturated hydraulic conductivity shows how fast the soil is draining the infiltrated water as soon as steady-state conditions are reached.

CONCLUSION

This study has demonstrated the high potential of ERT for monitoring water infiltration during rain experiments. Time-lapse ERT combined to hydrological investigations allowed to determine water flows circulating inside the clay-shale slope of the Laval landslide. ERT could provide a continuous image of the main hydrological processes occurring within the soil by integrating information on large volume. The conceptual hydrological model derived from the ERT cannot obviously explain complex hydrological behaviour suggested by discrete

information from hydrological and hydrochemical methods (e.g. isolated water at small scale with no connection with the surrounding; Garel *et al.*, 2011). However, the main processes occurring at larger scale are highlighted. Regarding the initial conditions of the experiment, 21 h of rainfall were necessary to reach the maximal capacity of water storage of the soil. At that time, subsurface lateral flow rate and surface runoff rate were maximal. The analyses of time-lapse ERT as well as calculated saturated hydraulic conductivities demonstrate the potential of the weathered soil to rapidly drain the infiltrated water towards the Laval stream. These conclusions are in agreement with hydrological measurements (chemical tracing and ground water level monitoring).

Structural information is also examined. The bedrock depth could be derived from the ERT and is consistent with dynamic penetration tests. Preferential flow paths could also be suspected near the landslide toe indicating possible presence of extension fissures or a more permeable matrix. However, a complete quantitative interpretation of ERT could not be achieved because of several limitations related to the non-uniqueness of the inverted models and to the difficulty of linking inverted resistivity value with TDR measurements with an acceptable accuracy.

Coupling 3-D ERT at the ground surface and cross holes ERT measurements with short acquisition time would help for providing 3-D interpretation of subsurface water flows and minimizing possible 3-D effects. Reproducing similar rainfall experiences with different intensities and slope conditions could provide complementary and valuable information on subsurface flow development in weathered clay-shale slopes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the European Commission within the Marie Curie Research and Training Network 'Mountain Risks: from prediction to management and governance' (2007-2010, Contract MCRTN-035798) and by the French National Research Agency (ANR) within the project 'Ecou-Pref -Ecoulements préférentiels dans les versants marneux' (Contract ANR05-ECCO-007-04). The authors would like to acknowledge Emilie Garel, Christophe Emblanch and Anne-Laure Cognard-Plancq (University of Avignon and Pays de Vaucluse), Nicolle Mathys and Sébastien Klotz (Cemagref), Olivier Maquaire and Matthieu Fressard (University of Caen-Basse-Normandie), Mathieu François (BRGM) and Dominika Krezminska (Delft University of Technology) who participated to the data acquisition on the field. The authors thank Karen Sudmeier-Rieux Sluyter (University of Lausanne) for improving the English of this article. The authors are also grateful to two anonymous reviewers for their help in considerably improving the manuscript.

REFERENCES

- Antoine P, Giraud D, Meunier M, Van Ash T. 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology* **40**: 223–234.
- Archie GE. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transaction of American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers* **146**: 54–62.
- Barker R, Moore J. 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge* **17**: 1454–1458.
- Behaegel M, Sailhac P, Marquis G. 2007. On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information. *Journal of Applied Geophysics* **62**: 234–243.
- Bemberger E, Furman A, Linker R. 2008. Using vadose zone flow model data in ERT inversion for improved estimation of water content distribution. American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, abstract H44C-03.
- Binley A, Henry-Poulter S, Shaw B. 1996. Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography. *Water Resources Research* **32**: 763–769.
- Campbell RB, Bower CA, Richards LA. 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Science Society of America Journal* **13**(C): 66–69. DOI: 10.2136/sssaj1949.036159950013000C0010x.
- Claerbout JF, Muir F. 1973. Robust modeling with erratic data. *Geophysics* **38**: 826–844.
- Clément R, Descloitres M, Günther T, Ribolzi O, Legchenko A. 2009. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT. Experience of advanced interpretation. *C. R. Geoscience*. DOI: 10.1016/j.crte.2009.07.005.
- Corona C, Robert Y, Rovera G. 2002. Suivi de l'érosion et modélisation des vitesses de déplacement des sédiments sur versants marneux très de'gradés. Application sur les badlands de Draix grâce au topomicromètre laser photographique. In *Geomorphology: From Expert Opinion to Modelling*. ECGH, Delahaye D, Levoy F, Maquaire O (eds). Strasbourg; 177–184.
- Cras A, Marc V, Travi Y. 2007. Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment. *Journal of Hydrology* **339**: 130–144.
- Daily W, Ramirez A, Labrecque D, Nitao J. 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research* **28**(5): 1429–1442.
- Descroix L, Olivry JC. 2002. Spatial and temporal factors of erosion by water of black marl in the badlands of the French Southern Alps. *Hydrological Sciences Journal* **47**(2): 227–242.
- Descloitres M, Ruiz L, Sekhar M, Legchenko A, Braun J-J, Kumar MSM, Subramanian S. 2007. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes* **22**: 384–394.
- Drnevich VP, Zambrano CE, Jung S, Clarke JP. 2008. Electrical conductivity of soils and soil properties. In *GeoCongress 2008: Characterization, Monitoring, and Modeling of GeoSystems*, Alshawabkeh A, Reddy KR, Khire MV (eds). Geotechnical special publication No. 179 of the American Society of Civil Engineers: New Orleans; 317–323.
- Estèves M, Descroix L, Mathys N, Lapetite JM. 2005. Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). *Catena* **63**: 282–298.
- French H, Binley A. 2004. Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity. *Journal of Hydrology* **297**: 174–186.
- French H, Hardbattle C, Binley A, Winship P, Jakobsen L. 2002. Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography. *Journal of Hydrology* **267**: 273–284.
- Fressard M, Maquaire O, Malet J-P, Klotz S, Grandjean G. 2009. Morpho-structure and triggering conditions of the Laval landslide developed in clay-shales, Draix catchment (South French Alps). In *Proceedings of the International Conference 'Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling'*, Malet J-P, Remaitre A, Bogaard T.A. (eds). CERIG Editions: Strasbourg; 107–110.
- Fukue M, Minatoa T, Horibe H, Taya N. 1999. The microstructure of clay given by resistivity measurements. *Engineering Geology* **54**: 43–53.
- Garel E, Marc V, Ruy S, Cognard-Plancq A-L, Emblanch C, Klotz S. 2011. Hydrological and hydro chemical processes observed during large scale infiltration experiment in initial unsaturated conditions: the Laval soil slope experiment. *Hydrological Processes*.

- Glover PWJ, Hole MJ, Pous J. 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters* **180**: 369–383.
- Grandjean G, Hibert C, Mathieu F, Garel E, Malet J-P. 2009. Monitoring water flow in a clay-shale hillslope from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach. *C.R. Geoscience*. DOI: 10.1016/j.crte.2009.08.003.
- Grandjean G, Malet J-P, Bitri A, Méric O. 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France* **2**: 127–136.
- Jelinkova V, Votrubova J, Sanda M, Cislerova M. 2006. Monitoring preferential flow during infiltration experiments. American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, abstract H31B-1419.
- Johansen O. 1975. Thermal conductivity of soils. PhD thesis, University of Trondheim; 236.
- Jongmans D, Garambois S. 2007. Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* **2**: 101–112.
- Keller GV, Frischknecht FC. 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press: Oxford; 517.
- Koestel J, Kemna A, Javaux M, Binley A, Vereecken H. 2008. Quantitative imaging of solute transport in an unsaturated and undisturbed soil monolith with 3-D ERT and TDR. *Water Resources Research* **44**: DOI: 10.1029/2007WR006755.
- LaBrecque D, Ward SH. 1990. Two-dimensional cross-borehole resistivity model fitting. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Ward SH (eds). Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, OK; 51–74.
- Loke MH. 1994. The inversion of two-dimensional resistivity data. PhD thesis, University of Birmingham, Birmingham; 122.
- Loke MH. 1999. Time-lapse resistivity imaging inversion. In *Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society European Section, European Section, Em1*, Budapest.
- Loke MH. 2006. RES2DINV ver. 3.55, Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Software Manual; 139.
- Ma R, McBratney A, Whelan B, Minasny B, Short M. 2010. Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement. *Precision Agriculture*. DOI: 10.1007/s11119-009-9156-7.
- Malet J-P, Auzet A-V, Maquaire O, Ambroise B, Descroix L, Estèves M, Vandervaele J-P, Truchet E. 2003. Investigating the influence of soil surface features on infiltration on marly hillslopes. Application to callovo-oxfordian black marls slopes in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surface Processes and Landforms* **28**(5): 547–564.
- Malet J-P, Maquaire O, Hantz D, van Westen CJ, Penà-Rincon GI. 2011. Control of regolith depths on water storage capacity and slope stability in clay-shale landscapes. *Hydrological processes*.
- Maquaire O, Malet J-P, Remaitre A, Locat J, Klotz S, Guillon J. 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology* **70**: 109–130.
- Marescot L, Monnet R, Chapellier D. 2008. Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology* **98**: 18–28.
- Mathys N, Brochot S, Meunier M, Richard D. 2003a. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena* **50**(2–4): 527–548.
- Mathys N, Richard D, Grésillon J-M. 2003b. Non-linearity in erosion response of a small mountainous and marly basin: the Laval in the Draix experimental catchments, South East, France. In *International Conference. Hydrology of the Mediterranean and semi-arid regions*, Montpellier, France. CD-rom.
- McCarter WJ. 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Geotechnique* **34**: 263–267.
- Méric O, Garambois S, Malet J-P, Cadet H, Guéguen P, Jongmans D. 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France* **2**: 137–148.
- Michot D, Benderitter Y, Dorigny A, Nicoullaud B, King D, Tabbagh A. 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research* **39**: 1138.
- Miller CR, Routh PS, Broster TR, McNamara JP. 2008. Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics* **73**: 3–17.
- Nguyen F, Kemna A. 2005. Strategies for time-lapse electrical resistivity inversion. In *Extended Abstracts of the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Palermo, Italy, 5–8 September 2005, paper A005, 4. CD ROM edition.
- Olayinka AI, Yaramanci U. 2000. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting* **48**: 293–316.
- Olsen PA. 1999. Estimation and scaling of the near-saturated hydraulic conductivity. *Nordic Association for Hydrology, Lyngby, Denmark (1970–2007)* **30**: 177–190.
- Oostwoud Wijdenes DJ, Ergenzinger P. 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena* **33**(3–4): 179–200.
- Rings J, Hauk C. 2009. Reliability of resistivity quantification for shallow subsurface water processes. *Journal of Applied Geophysics* **68**: 404–416.
- Robinson DA, Binley A, Crook N, Day-Lewis FD, Ferré TPA, Grauch VJS, Knight R, Knoll M, Lakshmi V, Miller R, Nyquist J, Pellerin L, Singha K, Slater L. 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes* **22**: 3604–3635.
- Samouëlian A, Cousin I, Tabbagh A, Bruand A, Richard G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil & Tillage Research* **83**: 173–193.
- Schmutz M, Albouy Y, Guérin R, Maquaire O, Vassal J, Schott J-J, Descloîtres M. 2000. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super-Sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics* **4**: 371–390.
- Schwartz BF, Schreiber EM, Yan T. 2008. Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *Journal of Hydrology* **362**: 234–246.
- Sen PN, Godde PA, Sibbit A. 1988. Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. *Journal of Applied Geophysics* **63**: 4832–4840.
- Shah PH, Singh DN. 2005. Generalized Archie's law for estimation of soil electrical conductivity. *Journal of ASTM International* **2**(5): 1–20.
- Slater L, Binley A, Daily W, Johnson R. 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics* **44**: 85–102.
- Spitzer K. 1998. The three-dimensional DC sensitivity for surface and subsurface sources. *Geophysical Journal International* **137**: 736–746.
- Waxman MM, Smits LJM. 1968. Electrical conductivity in oil-bearing shaly sand. *Society of Petroleum Engineers Journal* **8**: 107–122.
- Winship P, Binley A, Gomez D. 2006. Flow and transport in the unsaturated Sherwood sandstone: characterization using cross-borehole geophysical methods. In *Fluid Flow and Solute Movement in Sandstones: The Onshore UK Permo-Triassic Red Bed Sequence*, Barker RD, Tellam JH (eds). Geological Society of London: London; 219–231.
- Wisén R, Christiansen AV, Auken E, Dahlin T. 2003. Application of 2D laterally constrained inversion and 2D smooth inversion of CVES resistivity data in a slope stability investigation. In *Proceedings of the 9th Meeting Environmental Engineering Geophysics*. EAGE Publications: Prague, Czech Republic, Paper O-002.

4.2.5 Suivi hydrologique du glissement-coulée de Super-Sauze par expérimentation contrôlée de pluie

Contrairement aux expérimentations du glissement de Laval, le suivi hydrogéophysique n'a pas encore fait l'objet d'une publication. Les résultats sont donc présentés ci-dessous. Les résultats et les interprétations du suivi hydrologique et hydrodynamique sont discutés dans Debieche et al. (2011) et Krzeminska et al. (2011).

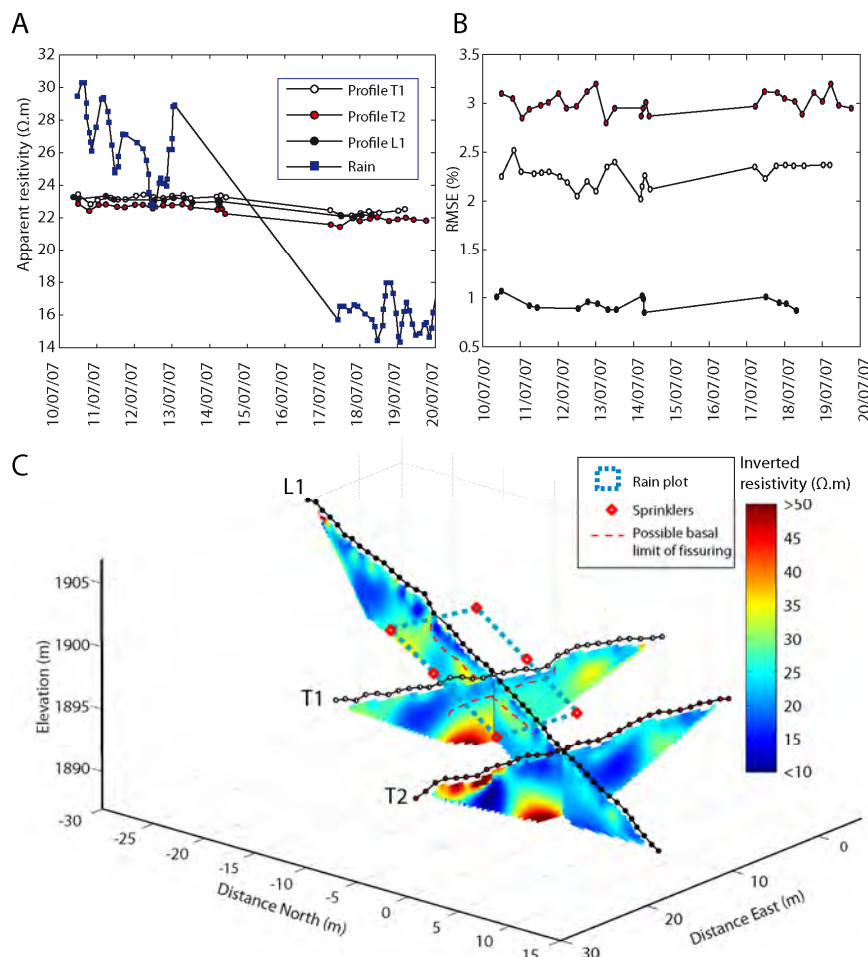


Figure 4.8 – Suivi de l'infiltration d'eau de pluie par tomographie de résistivité électrique au glissement-coulée de Super-Sauze A) variations des résistivités apparentes de la zone de pluie et de la pluie, B) variation du RMSE associés aux tomographies inversées, C) tomographies de résistivité électrique inversée du 10 juillet 2007 (avant le début de la pluie).

4.2.5.1 Résultat du suivi par tomographie de résistivité électrique

La Figure 4.8 A présente la variation temporelle de la moyenne des résistivités apparentes de trois quadripôles dans les profils T1, T2 et T3 à l'intérieur de la zone de pluie. Lors de la première partie de l'expérimentation (10 au 13 juillet 2007), les variations sont faibles (environ 0.5 Ω.m). Lors de la seconde partie (17 au 20 juillet 2007), une légère diminution des résistivités apparentes est observée (environ -1 Ω.m). Cette diminution est corrélée à une baisse de résistivité de l'eau de pluies suite à l'ajout de chlorure comme traceur.

Les tomographies de résistivité inversée présentent des RMSE inférieures à 3.2% (Figure 4.8 B). Les résistivités inversées (10 à 50 Ω.m) sont comparables à celles observées dans les campagnes électriques précédentes sur le glissement (Figure 4.8 C). Des incohérences de résistivités électriques sont toutefois identifiées à l'intersection des profils T2 et L1. La perte de sensibilité en profondeur et des changements de résistivités dans la direction perpendiculaire aux profils en sont les explications les plus vraisemblables.

4.2.5.2 Interprétation des variations de résistivités électriques

Une méthodologie de traitement en *time-lapse* similaire à celle présentée dans Travelletti et al. (2011) a été utilisée. Les faibles variations observées et l'absence d'une zone témoin sèche pour valider les observations rendent délicate l'interprétation des résultats. Une faible diminution des résistivités (-5% à -10% de la référence, équivalent à 1 - 5 $\Omega.m$) est identifiable dans le premier mètre de profondeur. Elle affecte les profils T1 et T2 sur toute leur longueur (y compris à l'extérieur de la zone de pluie). Cela peut être expliqué par des écoulements préférentiels de surface ou de subsurface divergeant hors de la zone d'infiltration (Figure 4.9). L'effet de l'augmentation de la teneur en eau sur la réponse électrique du sol semble toutefois mineur par rapport aux effets des variations de température et de résistivité de l'eau de pluie dans les premiers centimètres de profondeur, en effet :

- aucune variation significative de résistivité n'est détectée au cours de la première partie de l'expérimentation. Dans la seconde partie, une diminution de résistivité se produit directement après l'ajout de chlorure dans l'eau de pluie (Figure 4.8 A) ;
- une augmentation moyenne de la température de 5°C a lieu dans les premiers centimètres du sol (Kreminska et al., 2011).

La combinaison de ces paramètres peut faire diminuer la résistivité électrique de quelques $\Omega.m$ dans les premiers centimètres du sol à taux de saturation constant. La forme des anomalies est cependant informative sur la géométrie des structures hydrologiques. Le développement d'une anomalie négative de résistivité à la distance 17 et 20 m sur le profil T2 en aval de la zone d'infiltration indique la présence d'une zone de fractures verticales (Figure 4.9) dont la présence est confirmée sur le terrain (Debieche et al., 2011) et identifiable dans les levés au scanner laser. Cette zone de fracturation correspond notamment à l'endroit où les plus importants déplacements ont été observés pendant l'expérimentation (§ 5.3.2.2). Des diminutions locales de résistivité en profondeur pourraient indiquer l'existence de nappes perchées, cette affirmation nécessite toutefois d'être validée par des mesures directes étant donné la faible amplitude des variations de résistivité. L'influence de la résistivité de l'eau de pluie et de la température diminue rapidement en profondeur. Au-dessous du mètre, les variations de résistivités sont pratiquement nulles, les anomalies positives de résistivité à cette profondeur sont vraisemblablement des artefacts similaires à ceux généralement observés au-dessous d'une zone de faibles résistivités (pertes de sensibilité du modèle) (Clément et al., 2009).

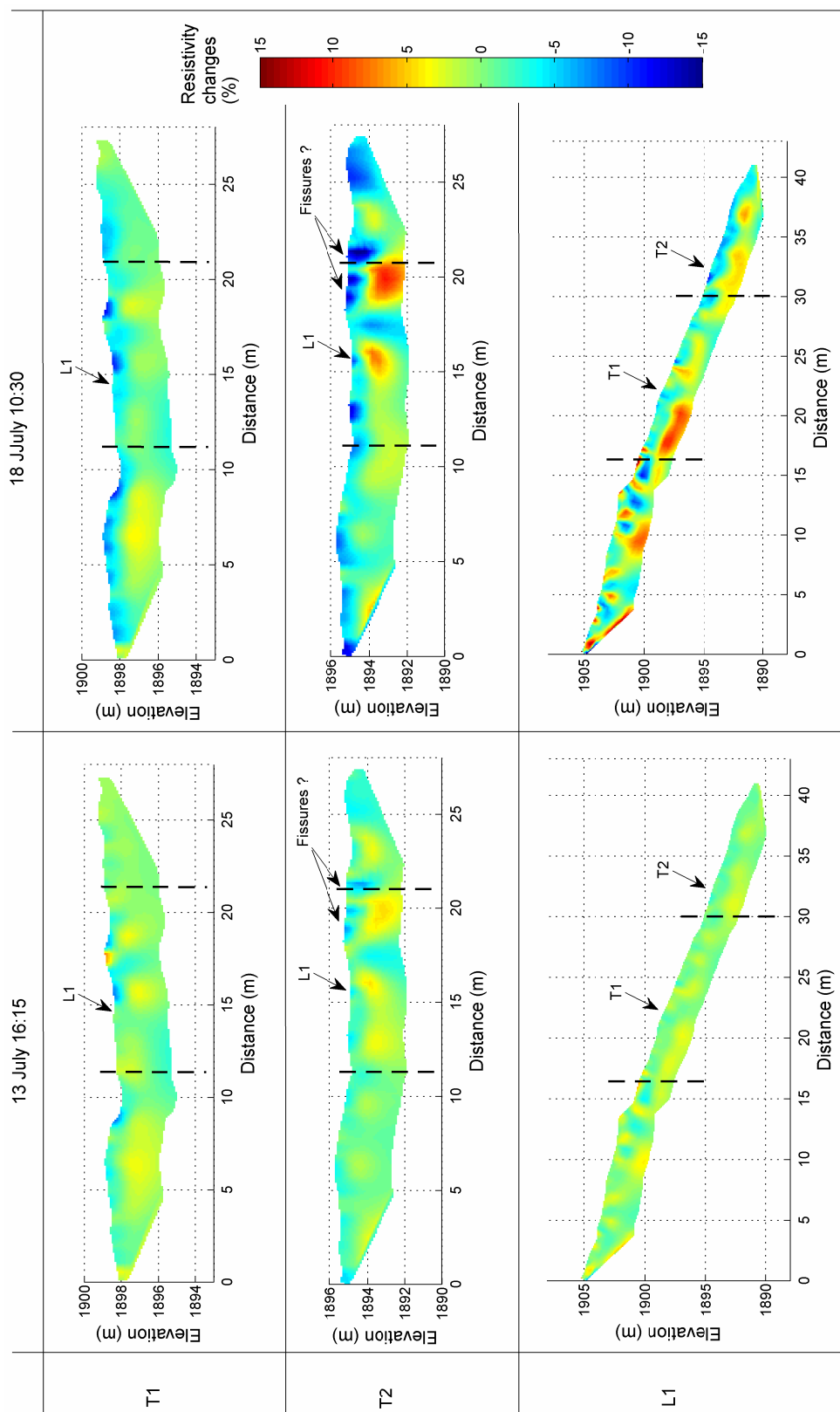


Figure 4.9 – Variations de résistivité électrique des profils T1, T2 et L1 par rapport à la référence du 10 juillet 2007. Leur position est indiquée dans la Figure 4.7 B.

4.2.5.3 Discussion de l'expérimentation contrôlée de pluie sur le glissement-coulée de Super-Sauze

Bien que la progression en profondeur du front d'infiltration n'ait pu être détectée avec certitude, des zones d'infiltration préférentielle ont été tout de même identifiées en aval de la parcelle sur le profil T2. L'ajout de chlorure dans la seconde partie de l'expérimentation a effectivement permis d'augmenter les contrastes de résistivité entre la matrice du sol et l'eau de pluie devenue plus conductrice que dans la première partie de l'expérimentation. La faible perméabilité de la matrice (K_s de $3.9 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ déterminé par *Slug-test*, Debieche et al., 2011) a limité considérablement la capacité d'infiltration du sol dont les conditions initiales étaient déjà proches de la saturation. Seul seize pourcents du volume d'eau de pluie a pu s'infiltrer (Debieche et al., 2011), ce qui explique en partie les faibles contrastes de résistivité observés.

L'existence d'infiltrations préférentielles est également suggérée par les analyses hydro-géochimiques et les chroniques piézométriques. En effet, les réponses piézométriques et les concentrations de traceurs dans le sol illustrent l'importante variabilité spatiale et temporelle de la réponse hydrologique du milieu (Figure 4.10). Par conséquent, la présence de nappes perchées temporaires plus ou moins interconnectées est possible (Figure 4.11, Debieche et al., 2011). De plus, l'infiltration préférentielle le long de fissures est également supportée par les mesures de teneurs en eau volumiques des sondes TDR placées à 0.45 m de profondeur au centre de la parcelle d'infiltration (Figure 4.7 B, Figure 4.10). Une évolution rapide des teneurs en eau de ~35% (condition initial) à ~42% (saturation) est effectivement observée quelques heures après le début de la pluie. L'interface située à environ 1 m de profondeur pourrait correspondre à l'extension moyenne de ces fissures (limite entre la zone saturée et non saturée suggérée par Malet, 2003). Elle sépare un milieu de faible résistivité ($< 20 \Omega.m$) d'un milieu de résistivité plus élevée ($> 20 \Omega.m$) (Figure 4.8 C).

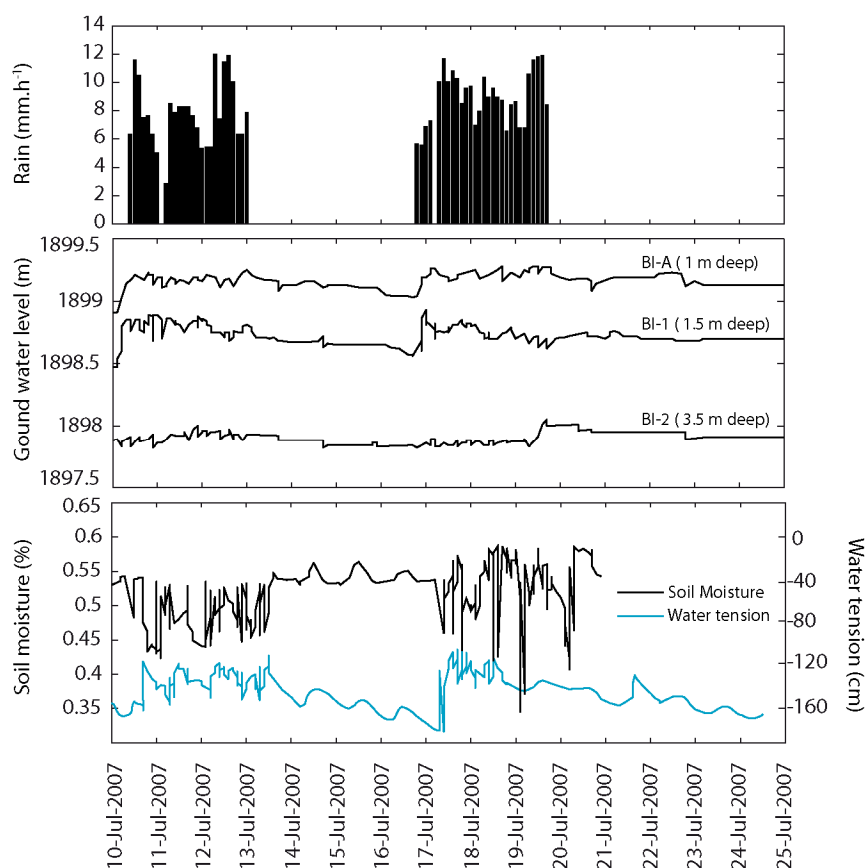


Figure 4.10 - Réponses rapides en variations piézométriques et en teneurs en eau probablement dues à des infiltrations préférentielles dans des fissures à l'échelle de la parcelle d'expérimentation (adapté de Debieche et al., 2011).

En se basant sur les relations "résistivités-teneur en eau" établies en laboratoire sur des échantillons de sols argileux (McCarter, 1984 ; Fukue et al., 1999 ; Michot et al., 2003), l'augmentation de la teneur en eau observée à -0.45 m correspondrait à une diminution de résistivité d'environ 2 à 4 $\Omega.m$, ce qui est difficilement détectable dans les conditions de terrain. Par ailleurs, la non-unicité de l'inversion et la diminution de la sensibilité avec la profondeur sont parmi les facteurs limitant la précision des modèles de résistivités (Travelletti et al., 2011). Finalement, l'importante hétérogénéité spatiale de la réponse hydrologique montre que le problème est résolument 3D. Par conséquent, des effets latéraux (e.g. la présence de nappes perchées) ont vraisemblablement affecté la qualité des tomographies 2D.

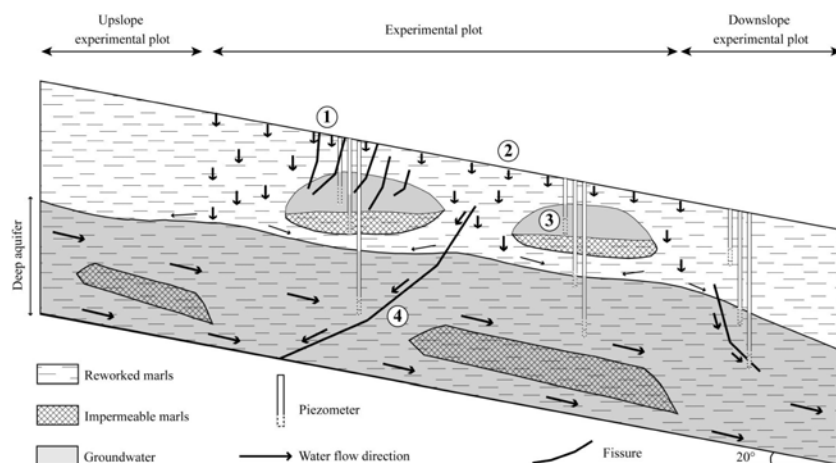


Figure 4.11 - Modèle conceptuel hydrologique de la parcelle d'expérimentation de pluie réalisée sur le glissement-coulée de Super-Sauze, (1) infiltration préférentielle, (2) infiltration matricelle, (3) nappes perchées, (4) écoulements latéraux (Debieche et al., 2011).

4.3 Conclusion du Chapitre 4

Les expérimentations de pluies à petite échelle, et plus particulièrement celle réalisée au glissement du Laval, ont montré la possibilité de suivre les variations de résistivité en milieux marneux naturels. Le front d'infiltration dans la zone non saturée a été imagé et des temps caractéristiques d'états hydrologiques stationnaires ont pu être déterminés. Les paramètres susceptibles de modifier la réponse électrique sont multiples et présentent des interactions complexes. Si certains paramètres sont quasiment statiques durant la période du suivi (e.g. conductivité surfacique, conductivité du squelette du sol), d'autres évoluent dans le temps (e.g. taux de saturation, résistivités électriques de l'eau d'imbibition). L'interprétation du signal électrique en termes de saturation reste donc une tâche difficile. Il convient donc d'améliorer certains aspects lors de la phase de préparation (choix du dispositif, conductivité du traceur injecté) par le biais de modèles synthétiques afin d'anticiper la réponse électrique du milieu en fonction des conditions hydrologiques et hydroélectriques initiales (Clément et al., 2009). Pour contraindre la dépendance multivariable de la réponse électrique du terrain, il s'avère tout aussi essentiel d'améliorer le suivi des variations spatiales et temporelles de paramètres comme:

- la température (e.g. mesures par fibre optique, Krzeminska et al., 2011) ;
- la conductivité de l'eau d'imbibition présente dans les pores ;
- l'intensité et la conductivité de l'eau de pluie ;
- les teneurs en eau à différentes profondeurs avec des sondes TDR préalablement étalonnées ;
- les distances inter-électrodes déterminant le coefficient géométrique utilisé dans le calcul des résistivités apparentes.

La diminution du temps d'acquisition et de l'espacement inter-électrode augmentera la résolution temporelle et spatiale des processus rapides d'infiltration. La réalisation systématique de mesures réciproques contribuera également à une meilleure évaluation des incertitudes (LaBrecque et al., 1990). Dans la procédure d'inversion, l'introduction d'informations sur la géométrie de la zone (profondeur du substratum) permettra de mieux

contraindre en profondeur les modèles de résistivité inversé (Clément et al., 2009), ceci tout en comparant plusieurs modèles inversés (Travelletti et al., 2011). Finalement, une approche 3D de tomographie de résistivité électrique s'avère nécessaire étant donné la forte hétérogénéité spatiale de l'hydrologie des glissements-coulées. Cette hétérogénéité spatiale est principalement la conséquence des différents degrés d'altération des blocs de marnes et de moraines présents dans la coulée (Malet, 2003). Un étalonnage préliminaire réalisé en laboratoire sur échantillon et une comparaison de teneurs très différentes en eau mesurées *in-situ* avec les résistivités électriques inversées (Schwartz et al., 2008) permettraient d'établir empiriquement une loi de conversion adaptée aux marnes noires remaniées.

Les modèles conceptuels d'écoulements de subsurfaces présentés reflètent l'importance de l'infiltration préférentielle affectant les glissements de terrain marneux dans la recharge de la nappe. Pour en tenir compte, une anisotropie de perméabilité sera introduite dans la modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super-Sauze (§ 6.2). L'effet de l'infiltration pendant la période d'expérimentation sur la cinématique de la zone sera discuté au chapitre § 5.3.2.2. Les caractéristiques hydrologiques des glissements-coulées étant présentées, nous pouvons décrire leur comportement cinématique.

Chapitre 5 : Caractérisation cinématique de surface (déplacement, déformation) des glissements-coulées par LiDAR et Corrélation d'Images

Objectif de la partie : Il s'agit de caractériser spatialement et temporellement la cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette et de constituer une base de données de déplacements continus pour le calage et la validation des modèles hydro-mécaniques (§ 6.2).

Approche utilisée : Plusieurs méthodes ont été développées pour dériver les champs de déplacement à partir de données acquises par scanner laser terrestre et par photogrammétrie optique terrestre en s'appuyant sur l'information complémentaire des plateformes aériennes et des levés au GPS différentiel sur le terrain.

5.1 Etat de l'art : cinématique des glissements-coulées

5.1.1 Techniques pour la caractérisation spatialisée de la cinématique de surface

Le suivi spatio-temporel de la cinématique constitue le premier moyen de détection et de surveillance de l'aléa glissement de terrain. Il s'avère nécessaire pour identifier la sensibilité de paramètres hydrologiques et mécaniques mesurés sur le terrain (*e.g.* niveaux piézométriques, pressions interstitielles) et également pour caler et valider les modèles géomorphologiques et hydro-mécaniques (Bonnard et al., 2004). C'est souvent l'unique solution adoptée dans la mise en place de systèmes d'alarme sur de grands glissements qui ne peuvent pas être stabilisés. Le choix de la technique de surveillance dépend du type de glissement, de la taille et de l'accès, des taux de déplacements, de la précision souhaitée et des contraintes économiques. Deux grands groupes de techniques se distinguent : les techniques géodésiques et les techniques de télédétection.

Les techniques géodésiques consistent à détecter des changements géométriques en mesurant des paramètres comme des angles, des distances et des variations d'altitude (Meissl & Naterop, 1995) (Table 5.1). Ces techniques nécessitent l'installation de cibles à l'intérieur et à l'extérieur du glissement dont on mesure la position à différents temps. Ils ont l'avantage d'être très précis (0.1 à 1.0 cm) avec une grande possibilité d'automatisation (Malet et al., 2002 ; Jaboyedoff et al., 2004 ; Foppe et al., 2006). De nombreux auteurs ont démontré l'efficacité du GPS différentiel pour le suivi de glissements de terrain avec une précision centimétrique indépendante de la période de la journée et des conditions météorologiques si la couverture

satellitaire est suffisante (Malet et al., 2002 ; Squarzone et al., 2005 ; Brunner et al., 2007). Cependant, les glissements-coulées peuvent montrer des vitesses de déplacement extrêmement variables dans l'espace et dans le temps en fonction des conditions locales de pente (géométrie du substratum stable, distribution des pressions interstitielles). L'information ponctuelle fournie par les techniques géodésiques rend difficilement compte de cette variabilité sans le recours à des techniques d'interpolation. De plus, les coûts d'installation et d'entretien des techniques géodésiques sont encore à l'heure actuelle élevés. Leur installation permanente est donc très souvent justifiée en cas d'un réel danger pour la population et les infrastructures. Par conséquent, une surveillance basée uniquement sur des techniques géodésiques comporte quelques inconvénients dont la plupart peut être compensée par les techniques de télédétection.

Table 5.1 – Revue et caractéristiques des principales méthodes géodésiques utilisées pour le suivi en surface de la cinématique de glissements de terrain avec leur précision respective (Malet et al., 2002).

Method	Use	Results	Typical range	Typical accuracy
Micrometer screw-level	Angular displacement	da	0.1 rad	4.10^{-4} rad
Fissurometer	Differential movement of compartments	dD	<20 mm	± 0.1 mm
Levelling vernier pole	Opening of small cracks	dD	< 200 mm	± 0.5 mm
Short-base extensometer	Opening of cracks	dD	25–450 mm	± 0.1 mm
Invar distance-meter	Displacements of moving targets	dD	Up to 40 m	± 0.1 mm
Wire extensometer	Displacements of moving targets	dD	Up to 100 m	± 0.5 mm
Tacheometric level	Variation of altitude	dZ	Variable	20 mm
Electro optic distance-meter	Displacements of moving targets	dD	1– 10 km	7 mm \pm 1–5 ppm
Geodetic station	Displacements of moving targets	dX, dY, dZ	1– 10 km	3 mm \pm 1–5 ppm
GPS	Displacements of moving targets	dX, dY, dZ	Baseline < 20 km	1 – 2 mm

Les techniques de télédétection se basent sur les propriétés des ondes électro-magnétiques et de leurs interactions avec la matière, fournissant ainsi des informations variées sur les propriétés géométriques et physico-chimiques de la surface (Vosselman & Mass, 2010). Elles sont particulièrement intéressantes pour obtenir une information spatialement distribuée, tout en s'affranchissant de la présence d'un opérateur sur le site. Un récent état de l'art dressé par Delacourt et al. (2007) relève qu'actuellement trois grandes catégories de techniques sont utilisées pour le suivi en surface de la cinématique de glissements de terrain : l'interférométrie radar à synthèse d'ouverture (*Interferometric synthetic Aperture Radar* – InSAR), le scanner laser ou LiDAR (*Light Detection and Ranging*) et la photogrammétrie optique. Une revue détaillée de l'application de l'InSAR est présentée dans Hanssen (2001) et Luzi (2010). Pour les techniques de scanner laser et de photogrammétrie optique le lecteur peut se référer au chapitre § 2.1. Ces techniques peuvent être opérationnelles depuis des plateformes satellitaires, aériennes ou terrestres. Elles permettent de détecter la présence de glissements par discrimination des parties stables des parties instables et de cartographier des secteurs dans le corps du glissement avec différentes cinématiques. Elles permettent également d'analyser le champ de déformation affectant les glissements (Casson et al., 2005 ; Teza et al., 2008 ; Oppikofer et al., 2008). La diversité des capteurs offre la possibilité de travailler à partir de supports d'échelles spatiales et temporelles variées. Durant cette dernière décennie, le développement des plateformes terrestres a fourni de nombreux avantages par comparaison aux plateformes satellitaires et aériennes. La géométrie et la fréquence d'acquisition sont adaptables à tout type d'environnement. De plus, l'installation permanente des plateformes terrestres permet de suivre les déplacements en continu (Casagli et al., 2004 ; Delacourt et al., 2007). Elles ont cependant le désavantage d'avoir un recouvrement spatial plus faible et moins homogène que les plateformes aériennes et satellitaires (Corsini et al., 2006). La caractérisation exhaustive de la cinématique d'un glissement de terrain ne peut donc être effectuée qu'en couplant des mesures acquises par différentes plateformes et capteurs aux techniques géodésiques classiques.

La capacité de détection et de suivi d'un glissement de terrain dépend principalement de la résolution spatiale des images en relation avec la taille de l'objet géologique (Delacourt et al., 2007). Dans ce travail, plusieurs types de techniques d'imagerie de résolution différente ont été utilisés, chacune ayant sa résolution propre. La Figure 5.1 donne un ordre de grandeur des périodes d'acquisition minimales permettant de détecter des

déplacements significatifs dans les glissements-coulées de La Valette et de Super-Sauze en fonction de la zone du glissement suivie pour chaque technique utilisée dans ce travail.

Ce travail de thèse se focalise essentiellement sur les capacités du scanner laser terrestre et de la photogrammétrie optique terrestre pour la caractérisation cinématique de glissements-coulées en s'appuyant sur l'information complémentaire des plateformes aériennes laser et photogrammétrique et des levés au GPS différentiel sur le terrain. L'application de ces techniques et des méthodes associées dans ce travail constitue une nouvelle avancée dans le suivi des glissements-coulées. Ce travail présente notamment les résultats d'une des premières applications du scanner laser terrestre pour des glissements de type coulées. A travers les exemples de Super-Sauze et de la Valette, plusieurs méthodes originales sont développées pour dériver le champ de déplacement à partir de nuages de points. En parallèle, cette partie évalue la capacité de la photogrammétrie optique terrestre au suivi de glissements-coulées. Cette technique peu coûteuse reste pourtant peu utilisée pour l'étude cinématique des glissements de terrain. L'information extraite de ces techniques ont contribué à enrichir la connaissance des mécanismes des glissements-coulées, à caler et valider les modèles hydro-mécaniques de Super-Sauze (§ 6.2). L'état des connaissances des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette est présenté ci-après.

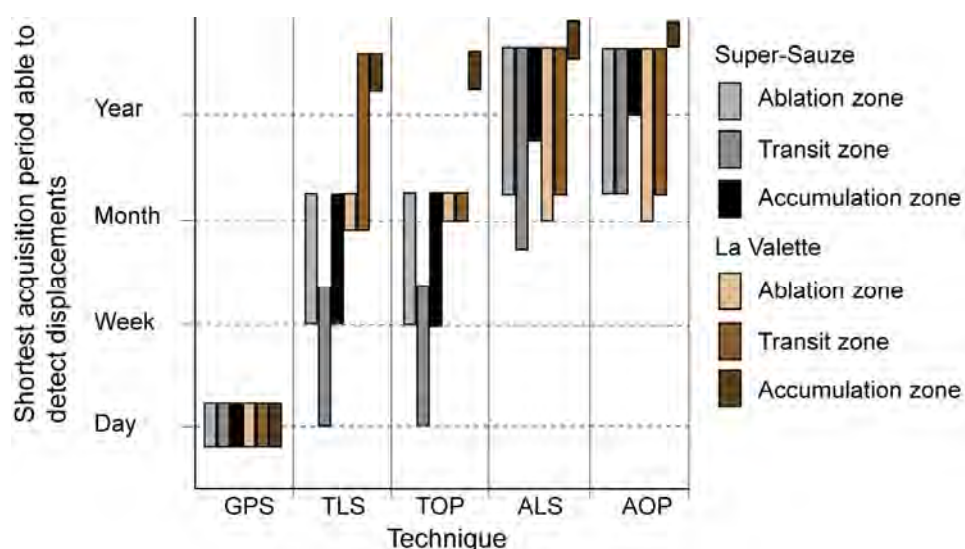


Figure 5.1 – Période d'acquisition minimale permettant de détecter des déplacements significatifs dans les glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette pour les techniques utilisées dans ce travail : système de positionnement global (GPS), scanner laser terrestre (TLS), photogrammétrie optique terrestre (TOP), scanner laser aéroporté (ALS) et photogrammétrie optique aéroportée (AOP).

5.1.2 Connaissances antécédentes de la cinématique de surface du glissement-coulée de Super-Sauze

De 1996 à 2007, les déplacements de surface de la coulée ont été déterminés à partir d'un réseau de surveillance topométrique, extensométrique et GPS (Maquaire et al., 2001 ; Malet et al., 2002). Plusieurs générations de cibles topométriques ont été implantées pour suivre le recul de l'escarpement principal et quantifier les déplacements (Weber, 1993 ; Weber, 2001 ; Malet, 2003). La cinématique de la coulée a également fait l'objet d'une étude photogrammétrique par couples stéréoscopiques de photographies aériennes de 1956, 1971, 1978, 1982, 1988, 1995 et 2000 pour produire des MNTs à précision horizontale de 2 à 7 m et à précision verticale de 1 m (Weber & Herrmann, 2000). Les MNTs différentiels et la comparaison temporelle des photographies aériennes ont permis de déterminer la cinématique à long terme de la coulée. La progression du glissement-coulée depuis son déclenchement dans les années 1960 jusqu'à son état actuel est exhaustivement décrite par Weber & Herrmann (2000) et Malet (2003). Le glissement-coulée est caractérisé par deux phénomènes morphologiques majeurs que sont (i) le recul lent de l'escarpement principal par éboulements et chutes de blocs dans la zone d'ablation et (ii) l'extension en aval du corps de la coulée (zones de transit et d'accumulation).

5.1.2.1 Cinématique de la zone d'ablation

La photographie aérienne et le MNT de 1956 révèlent la présence d'une faille orientée Sud Ouest-Nord Est correspondant à la limite entre la zone de badlands et le replat supérieur (position du glacier rocheux) au-dessus du glissement-coulée. Cette faille est bien repérable sur le terrain (Figure 5.2 A). Une faille normale orientée Sud Sud Est - Nord Nord Ouest dans l'axe du bassin torrentiel a également été identifiée par l'analyse de l'agencement structural du bassin torrentiel. Elle recoupe la faille précédente, divise l'escarpement principal en deux parties (Est et Ouest) et se prolonge sous le glacier rocheux de la Goutta (Maquaire et al., 2001 ; Malet, 2003). Cette faille recoupe un synclinal inversé dont la stratification est subparallèle au flanc Est de l'escarpement principal. Elle favorise l'extension de l'escarpement vers le Sud Sud Ouest. Ce réseau de failles régionales offre une prédisposition structurale à la rupture, la source de La Goutta alimentée par le glacier rocheux en amont est probablement une deuxième cause de la formation de l'escarpement principal. Des glissements structuraux plus superficiels accompagnent la déstabilisation profonde de l'ensemble du massif (Malet et al., 2002).

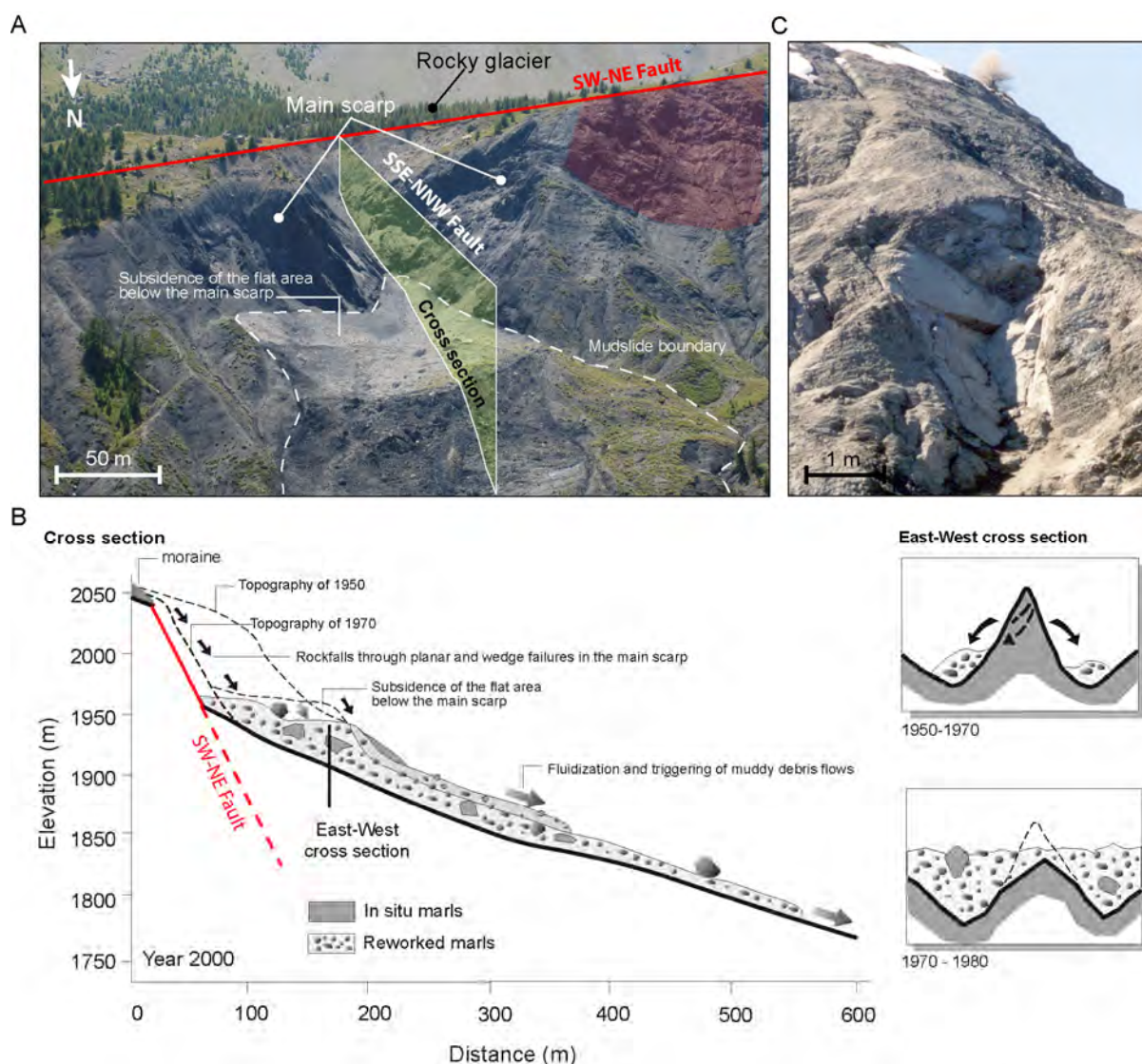


Figure 5.2 - Configuration structurale de la zone d'ablation du glissement-coulée de Super-Sauze, A) photographie en direction du Sud et représentation des principales structures (juillet 2007), B) coupe parallèle à la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest avec représentation schématique de l'évolution de la coulée (adapté de Malet, 2003), C) rupture en dièdre sur la paroi Est de l'escarpement principal (Malet, 2003).

L'escarpement principal est régulièrement affecté par des chutes de blocs et des éboulements impliquant des volumes de quelques décimètres cubes à plusieurs milliers de mètres cubes (Weber & Herrmann, 2000 ; Malet, 2003). La Figure 5.2 B résume schématiquement l'évolution de la coulée dans la zone d'escarpement depuis la rupture. Entre 1971 et 1978, un premier éboulement important est recensé dans la partie Est de l'escarpement principal. Les dépôts sont ensuite mobilisés en coulées boueuses remplissant progressivement le fond des ravines. Entre 1978 et 1982, un éboulement plus important affecte la partie Nord de l'escarpement dans le prolongement de la faille principale Sud Ouest - Nord Est. Un troisième éboulement se produit entre 1988 et 1995 dans la partie Ouest de l'escarpement, il met en évidence un plan de glissement subvertical correspondant probablement à une discontinuité majeure dans cette partie de l'escarpement. En plus de ces éboulements à forts cubages (de l'ordre du millier de mètres cubes), des chutes de blocs isolées se produisent régulièrement durant l'année (Figure 5.2 C). Ces apports de matériaux chargent le replat supérieur et approvisionnent rapidement le corps du glissement-coulée. Le recul de l'escarpement principal entre 1971 et 1995 atteint environ quarante mètres. Son extension en amont s'est ensuite ralentie à partir de 1997, date à laquelle un éboulement avait emporté une cabane de berger. La zone d'ablation a tendance à se vidanger rapidement dû à la progression continue de la coulée en aval. Dans la zone d'ablation, la direction des déplacements est relativement indépendante de la géométrie de l'ancienne topographie actuellement recouverte par les matériaux provenant de l'escarpement principal.

Afin de déterminer les mécanismes cinématiques de la rupture affectant l'escarpement principal, une étude structurale a été effectuée sur le terrain (Malet, 2003). Quatre familles de discontinuités y sont distinguées :

- La famille 1 regroupe la stratification S et la schistosité principale S1 à agencement subparallèle dont l'azimut et pendage sont de 270°/75° à l'Est de la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest. Cette famille plonge ensuite vers N130° plus à l'Est. Le fait que S1 soit parallèle à S indique que l'escarpement principal se situe dans un flanc du synclinal inversé. A l'Ouest de la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest, l'azimut et pendage de S et S1 sont de 230°/20°;
- La famille 2 correspond à des joints argileux persistants à espacements décimétriques plus ou moins parallèles à la stratification ;
- Les familles 3 et 4 représentent deux séries de diaclases D1 (170°/85°) et D2 (020°/70° et 050°/30°-70°) à filons de calcite néoformés, épais de 1 à 3 cm à espacements décimétriques.

Les parties Est et Ouest de l'escarpement ne présentent aucune similarité structurale à cause de la présence de la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest. La partie Est de l'escarpement est le secteur le plus favorable à des ruptures en dièdre d'axe de propagation d'environ 308°/51°, 262°/53° et 339°/23° correspondant à l'intersection des diaclases D2 avec la famille 1 et de la famille 2 avec la famille 1 (Figure 5.2 C). Le recul principal de la couronne s'effectue dans ce secteur (Malet, 2003). Les volumes mobilisés par les glissements dièdres peuvent atteindre 20 à 40 m³. L'agencement structural de la partie Ouest de l'escarpement est peu propice au décollement de dièdres (Malet, 2003). Des éboulements en masse importants sont toutefois possibles dans cette zone (Weber & Herrmann, 2000).

5.1.2.2 Cinématique des zones de transit et d'accumulation

Les matériaux de la zone d'ablation sont rapidement altérés en une matrice silteuse englobant des blocs de marnes et de moraines. Ces matériaux sont emportés en aval dans le corps de la coulée et recouvrent progressivement l'ancienne topographie. La coulée est compartimentée en secteurs allongés et étroits, en relation directe avec l'ancienne topographie. De manière générale, les taux de déplacement en surface sont importants et hétérogènes sur l'ensemble de la coulée. L'amplitude des déplacements diminue de l'amont vers l'aval et du centre vers les bords (Malet, 2003) (Figure 5.3 A, B). Cette distribution spatiale des déplacements a également été mise en évidence par corrélation d'images SPOT entre 2003 et 2004 (Thomas, 2006). La coulée s'engouffre actuellement dans un talweg dont la largeur diminue en aval, limitant ainsi son expansion latérale et augmentant son épaisseur (Weber & Herrmann, 2000).

Les vitesses annuelles moyennes varient de 0.002 à 0.03 m.jour⁻¹ et peuvent atteindre des maxima de 0.4 m.jour⁻¹. Les déplacements montrent une forte dépendance saisonnière qui se caractérise par deux périodes d'accélération au printemps et en automne suivies de deux périodes plus calmes en été et en hiver. Le maximum des déplacements journaliers est systématiquement atteint pendant la période de fonte du manteau

neigeux entre la mi-avril et la mi-juin et pendant la période des pluies d'automne vers la mi-octobre et mi-novembre (Malet et al., 2009). En été, pendant le drainage général de la nappe, les vitesses diminuent mais ne s'annulent pas ; le matériau continue à s'écouler sous l'influence de la gravité (Malet, 2003). Les fluctuations du niveau piézométrique sont corrélées avec les taux de déplacements sur l'ensemble de la coulée. Cependant la position du niveau piézométrique dépend des conditions locales. Les pressions interstitielles les plus élevées sont localisées dans la partie la plus active du glissement à proximité de la crête stable *in situ*. En période de nappe basse, la vitesse moyenne des déplacements est réduite d'un facteur 100 (0.20 m.jour^{-1} en période de nappe haute ; 0.02 m.jour^{-1} en période de nappe basse) (Malet, 2003).

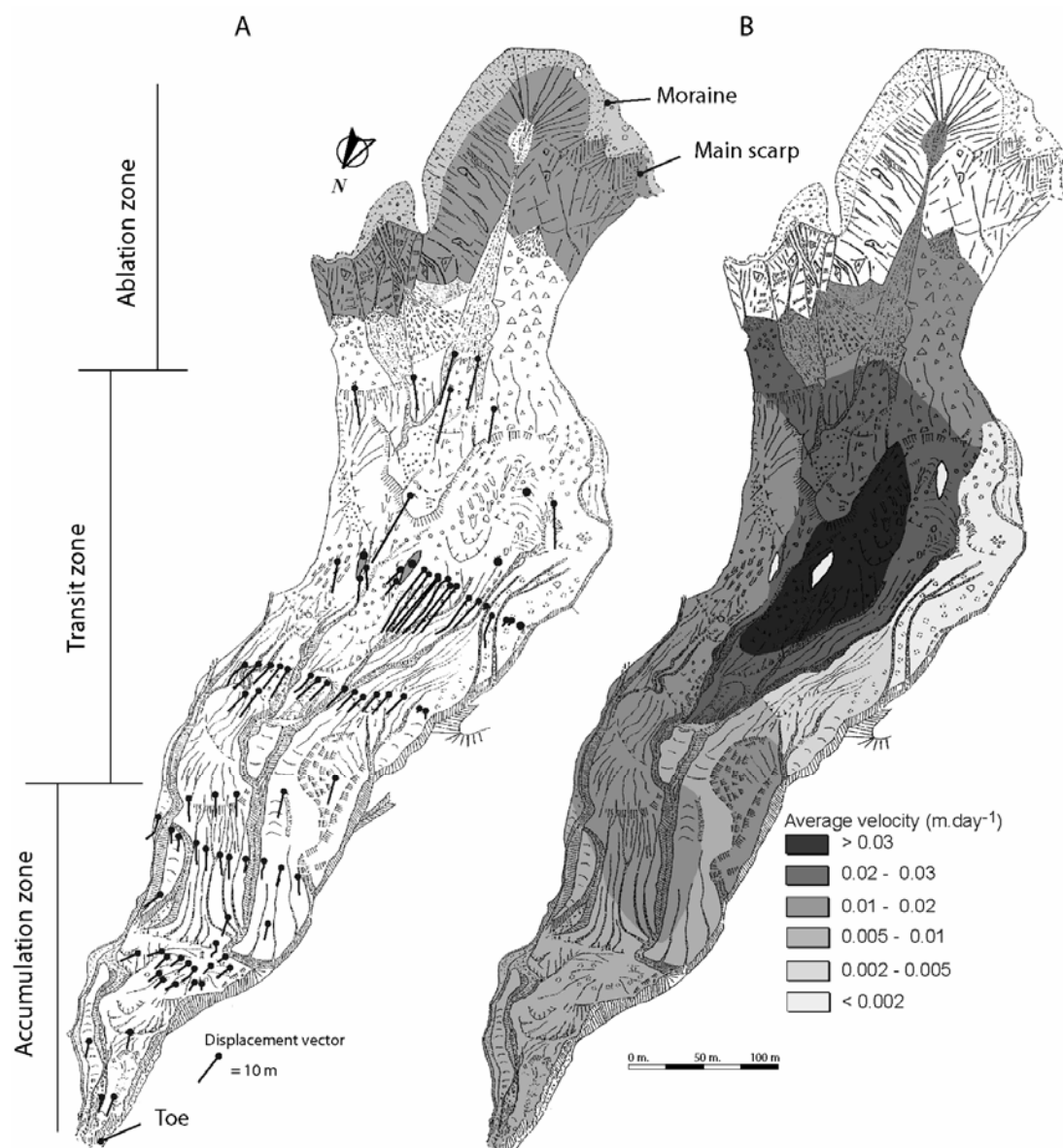


Figure 5.3 – Comportement cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze (adapté de Malet, 2003), A) carte morphologique avec les vecteurs de déplacement de la période 1996-2000, B) carte produite par interpolation des vitesses moyennes sur la période 1996-2003.

5.1.3 Connaissances antécédentes de la cinématique de surface du glissement-coulée de La Valette

Les déplacements de surface de la coulée de La Valette ont été déterminés à partir de mesures ponctuelles au ruban décimétrique et d'un réseau de surveillance topométrique au tachéomètre par le service RTM depuis 1993 à une fréquence de mesures mensuelle. En parallèle, un profil transversal de suivi des déplacements a été mis en place en 1988 à proximité de la route menant aux fermes de Serre (profil "Charun"). Un réseau de surveillance GPS levé trois fois par année a également été installé entre 2000 et 2002 (Squarzoni et al., 2005). A partir de la fin des années 90, différentes techniques de télédétection ont été appliquées. La cinématique du glissement-coulée a été analysée par photo-interprétation (Le Mignon, 2004), par corrélation de photographies aériennes IGN (Casson, 2004) (Figure 5.5 A), par corrélation d'images SPOT (Thomas, 2006 ; Delacourt et al., 2007 ; Le Prince et al., 2008) (Figure 5.5 B) et par interférométrie radar (Vietmeier et al., 1999 ; Squarzoni et al., 2003). Les conclusions principales de ces études sont résumées ci-après.

5.1.3.1 Cinématique de la zone d'ablation

Depuis le déclenchement du glissement-coulée en 1982, l'escarpement principal a subi une évolution régressive importante d'environ 150 m en 25 ans. Cette zone, constituée de plusieurs unités décimétriques à hectométriques glissées, est caractérisée par un réseau de fractures d'extension disposées en arc de cercle autour de la couronne (Figure 5.4 A, B). Ces fractures sont actuellement suivies par le service RTM au moyen de repères topographiques installés sur la crête de Soleil Boeuf et sur la zone en mouvement pour mesurer périodiquement leur écartement. L'évolution régressive et l'expansion latérale du glissement-coulée est également particulièrement visible sur les photographies aériennes (Figure 3.6, Figures 3 et 4 de l'article présenté au chapitre § 3.4.1.1, Travelletti et al., soumis a).

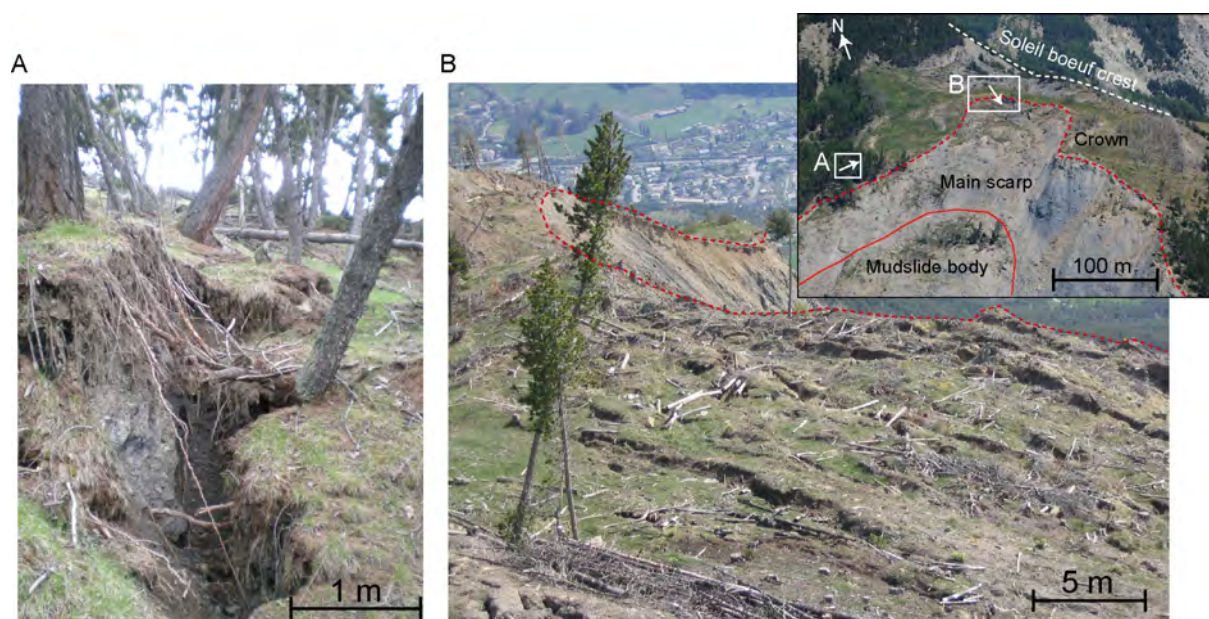


Figure 5.4 – Photographies de la fracturation affectant la couronne du glissement-coulée de La Valette en mai 2008, A) fissures d'extension sous forêt, B) fissures d'extension dans la partie la plus active de la couronne. La position et la direction de prises de vue sont indiquées dans la vue aérienne de l'escarpement en médaillon.

Une amplification du recul de l'escarpement entre 1995 et 2000 est à la fois observées par les mesures du RTM sur la couronne, par l'analyse d'interférogrammes radar différentiels entre le 22 et 23 octobre 1995 (Squarzoni et al., 2003) et par les déplacements obtenus par corrélation d'orthophotographies IGN (Casson, 2004). Cette accélération est illustrée par les taux de déplacement croissants de la cible topographique 9 situé au pied de l'escarpement principal (Figure 5.6 B). De nombreuses cibles du RTM ont été perdues dans la zone d'ablation suite à la forte activité de cette zone. Une deuxième accélération s'est produite en 2000, l'escarpement principal a reculé considérablement vers le Nord - Est et s'est élargi vers le Nord-Ouest. Cette activité importante est particulièrement visible sur les cartes de déplacement établies par corrélation d'images SPOT

entre septembre 2003 et août 2004 (Thomas, 2006 ; Le Prince et al., 2008) où des déplacements horizontaux de 9 m peuvent être déterminés à proximité de la couronne.

Selon le Mignon (2004), l'évolution régressive et latérale du glissement-coulée pourrait être contrôlée structurellement par des fractures d'orientation Est - Ouest, mais difficilement observables sur le terrain. Des stries d'orientation Sud Est – Nord Ouest ont également été observées sur la Crête de Soleil Bœuf. Il est très vraisemblable que le glissement-coulée de la Valette soit la réactivation d'un ancien glissement (Le Mignon, 2004 ; Travelletti et al. soumis a).

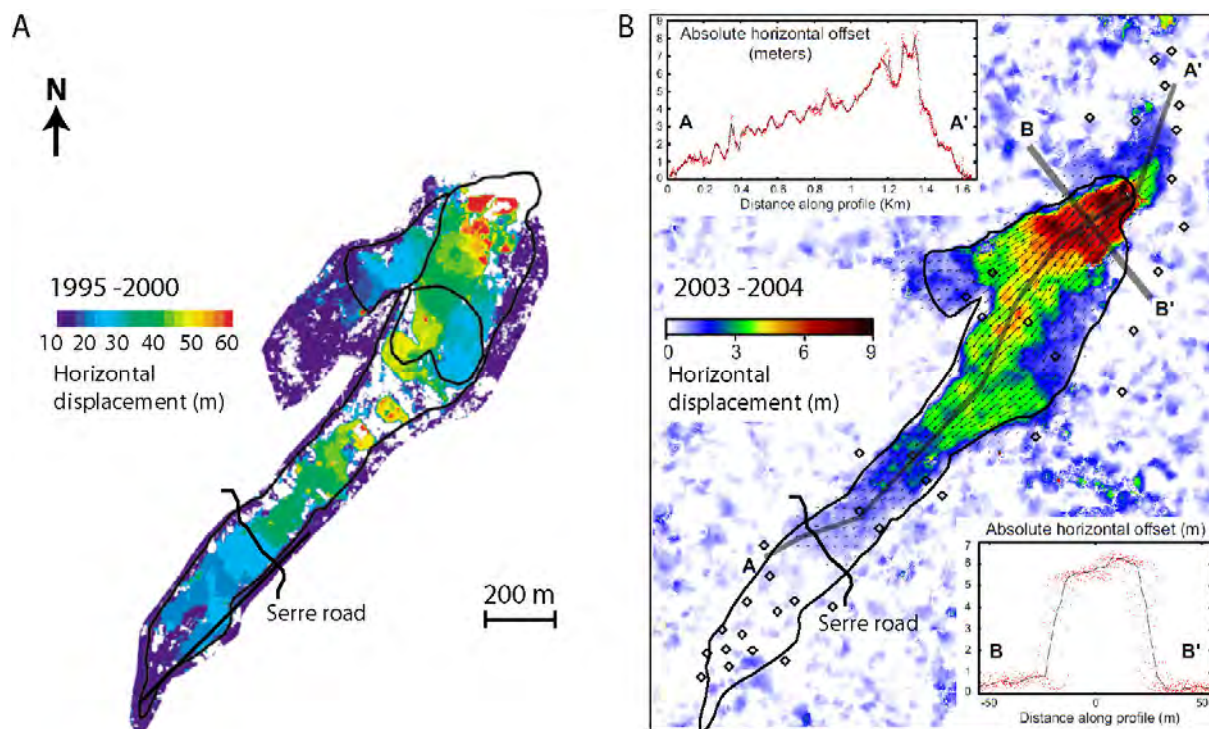


Figure 5.5 - Amplitudes des déplacements observés par A) corrélation d'images IGN entre 1995 et 2000 (adapté de Casson, 2004) et B) par corrélation d'images Spot entre 2003 et 2004 (adapté de Le Prince et al., 2008).

5.1.3.2 Cinématique des zones de transit et d'accumulation

Le suivi par le service RTM de la déformation du profil topographique "Charun" localisé sur un profil sismique (réalisé par l'Association Développement Recherche Glissement de Terrain ; § 3.1.2) a permis de déterminer les volumes de matériaux transitant à cet endroit avec l'hypothèse d'un comportement vertical parfaitement élastique du matériau (les volumes sont donc surestimés) (Figure 5.6 A). Les périodes d'accélération du glissement-coulée sont bien identifiables en décembre 1988, avril 1989 et novembre 1992. De 2001 à 2009, le taux des volumes est pratiquement constant ($10 \text{ m}^3 \cdot \text{jour}^{-1}$ à $100 \text{ m}^3 \cdot \text{jour}^{-1}$ correspondant à des vitesses de 0.3 à $3 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$). Depuis 1988, environ $400'000 \text{ m}^3$ ont transité par le profil (équivalent à environ 70% du volume de la coulée de Super-Sauze). Le suivi au tachéomètre de cibles topographiques illustre la distribution hétérogène des déplacements sur la coulée (Figure 5.6 B). La partie située en amont de la route du Serre (cibles 18 et 20) présente le plus important cumul de déplacements depuis l'installation du réseau de surveillance (environ $50 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$ entre 1993 et 1998). Le drainage des eaux superficielles actuellement concentré dans cette zone a permis de réduire considérablement les taux de déplacement à moins de $3 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$. Dans la zone d'accumulation (cible 22), les taux de déplacements sont pratiquement nuls. L'accélération de 2000 est également détectée dans les zones de transit et d'accumulation.

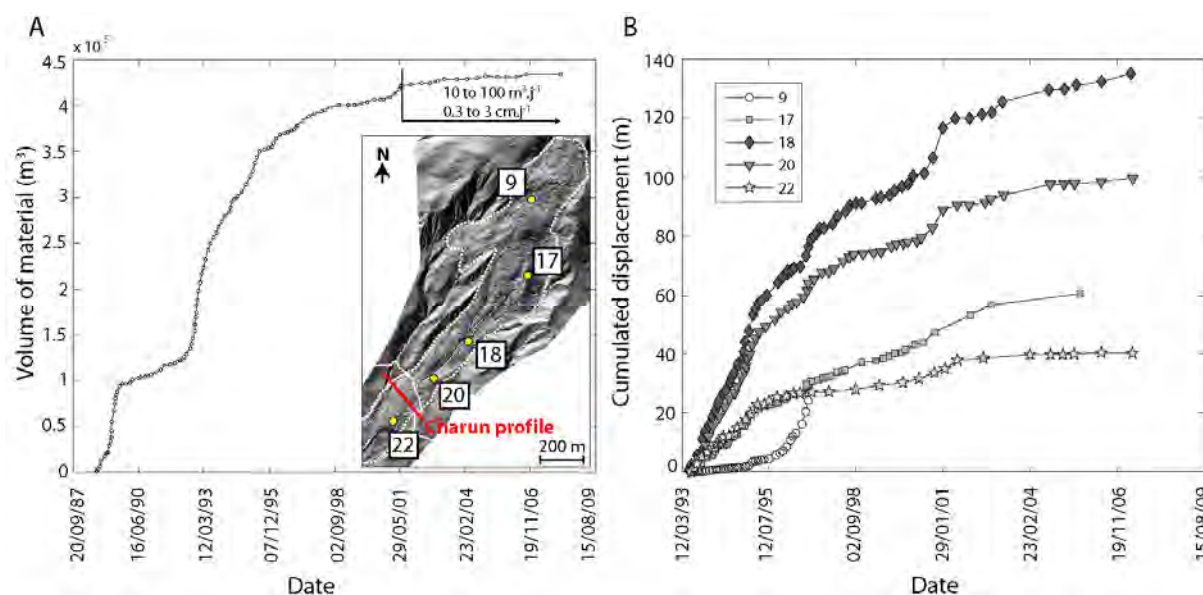


Figure 5.6 - Déplacements observés par tachéométrie (service RTM), A) volume en transit au droit du profil Charun (volumes déterminés à partir de la géométrie définie par acquisition de sismique réfraction), B) déplacements de cibles le long de la ligne de visée du tachéomètre.

Les campagnes GPS réalisées entre octobre 2000 et octobre 2002 indiquent que la zone de transit est particulièrement active durant cette période et confirment les gammes de vitesses obtenues par le suivi des repères topographiques (3 cm.jour^{-1}) suite à des cumuls de pluie et de neige exceptionnel durant cette période (Squarzoni et al., 2005).

Six interférogrammes différentiels à 1 jour d'intervalle entre juillet 1995 et septembre 1996 acquises par les satellites ERS-1 et ERS-2 ont permis de caractériser la cinématique du glissement-coulée (Squarzoni et al., 2003). Les cinématiques différentes de la zone d'ablation et des zones de transit et d'accumulation ont pu être mises en évidence. Squarzoni et al. (2003) suspectent fortement que la variabilité temporelle annuelle est liée aux conditions atmosphériques (fonte des neiges au printemps, pluies d'automne) sans toutefois pouvoir établir une relation claire "pluie-déplacement". L'analyse sur le long terme d'interférogrammes radar acquis entre 1991 et 1999 est en accord avec les mesures au tachéomètre du service RTM (Squarzoni et al., 2003). De 1991 à 1999, l'activité des zones de transit et d'accumulation diminue suite à l'installation du système de drainage du RTM. Par contre, le recul de l'escarpement vers le Nord Est est toujours important. La diminution des vitesses d'amont en aval est particulièrement bien mise en évidence par la corrélation des images IGN entre 1995 et 2000 et d'images SPOT entre 2003 et 2004 (Casson, 2004 ; Le Prince et al., 2008) (Figure 5.5 A, B).

5.2 Méthodes utilisées pour la caractérisation cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette

Les exemples précédents ont présenté la bonne capacité des méthodes de télédétection aériennes et satellitaires à détecter les variations spatiales et temporelles de la cinématique de ces glissements. Par contre, dû à la faible fréquence d'acquisition des images aériennes et satellitaires, il n'est pas possible d'analyser le comportement à court terme de ces glissements. De plus, la technique InSAR fournit uniquement des mesures de déplacements dans la ligne du vue, ceci malgré une précision millimétrique. Par conséquent, l'interprétation des interférogrammes radar reste globalement qualitative. Ce travail de recherche est donc axé principalement sur les capacités et les limitations de deux techniques de télédétection terrestres que sont le scanner laser et la photogrammétrie optique en complément des plateformes aériennes. La chaîne d'acquisition et de traitement adoptée dans ce travail de recherche est présentée ci-après.

5.2.1 Utilisation de la technique du scanner laser

- **Acquisitions :**

- a. Levés LiDAR aériens (ALS) :

Dans le cadre de ce travail, deux levés ALS ont été acquis en Octobre 2007 et Juillet 2009 respectivement par les compagnies Sintegra (levé aéroporté) et Hélimap (levé héliporté).

Le scanner laser utilisé par l'acquisition de 2007 est de type Riegl LMS-Q560 à fréquence maximale de 111'000 pts.s⁻¹ permettant une densité de points brutes (sol et végétation) d'environ 3 pts.m⁻² (Table 5.2). Le vol a été opéré en lignes parallèles aux courbes de niveau à une hauteur d'environ 600 m au dessus de la surface topographique. La technique de géoréférencement direct GPS-IMU utilisée fournit une précision 3D d'environ 12 cm au sol. Après filtrage de la végétation, la densité moyenne de points au sol sur les sites de Super-Sauze et de La Valette est respectivement de 0.9 pts.m⁻² (écart-type de 0.2 pts.m⁻²) et 0.7 pts.m⁻² (écart-type de 0.3 pts.m⁻²) (Figure 5.7). Le levé aéroporté n'a pas pu couvrir la totalité de la coulée de La Valette à cause d'une couverture nuageuse importante au-dessus de la zone d'ablation au moment du levé.

Le scanner laser utilisé pendant le levé de 2009 est de type Riegl VQ480 mesurant un semi de points à fréquence maximale de 150'000 pts.s⁻¹ (Table 1). Cette fréquence permet une densité de points brutes (sol et végétation) d'environ 40 pts.m⁻². La technique de géoréférencement direct GPS-IMU utilisée fournit une précision 3D d'environ 7 cm au sol. Le vol a été opéré en lignes parallèles aux courbes de niveau à une hauteur d'environ 300 m au-dessus de la surface topographique en adaptant l'obliquité du système de manière à épouser les changements de pentes. Cette méthode permet de garder une précision constante dans les zones aval de chaque ligne de vol. Elle permet aussi de garder une information détaillée dans les escarpements où la déclivité est forte, ce qui n'a pas été possible pour le levé aéroporté de 2007. Après filtrage de la végétation, la densité moyenne de points au sol sur les sites de Super-Sauze et de La Valette est respectivement de 3.2 pts.m⁻² (écart-type de 12.2 pts.m⁻²) et 7.2 pts.m⁻² (écart-type de 12.1 pts.m⁻²) (Figure 5.7).

Table 5.2 - Caractéristiques techniques des scanners laser utilisés dans ce travail.

Caractéristique des scanners laser	ALS		TLS
Type de scanner laser	Laser Riegl VQ480	Riegl LMS-Q560	Optech ILRIS-3D
Technique de mesure de distance	Temps de vol	Temps de vol	Temps de vol
Longueur d'onde (nm)	1500	1500	1500
Champ de vue (en largeur et hauteur) (°)	60	60	40
Diamètre du faisceau laser à 100 m (cm)	~3	~3	~3
Fréquence maximale de mesure (Hz)	150'000	111'000	2'500
Caractéristiques des acquisitions			
Distance des acquisitions (m)	~ 300	~ 600	~130
Mode d'enregistrement	Dernier échos	Dernier échos	Dernier échos levé à partir d'une station de base
Fréquence de mesures GPS (Hz)	5	5	

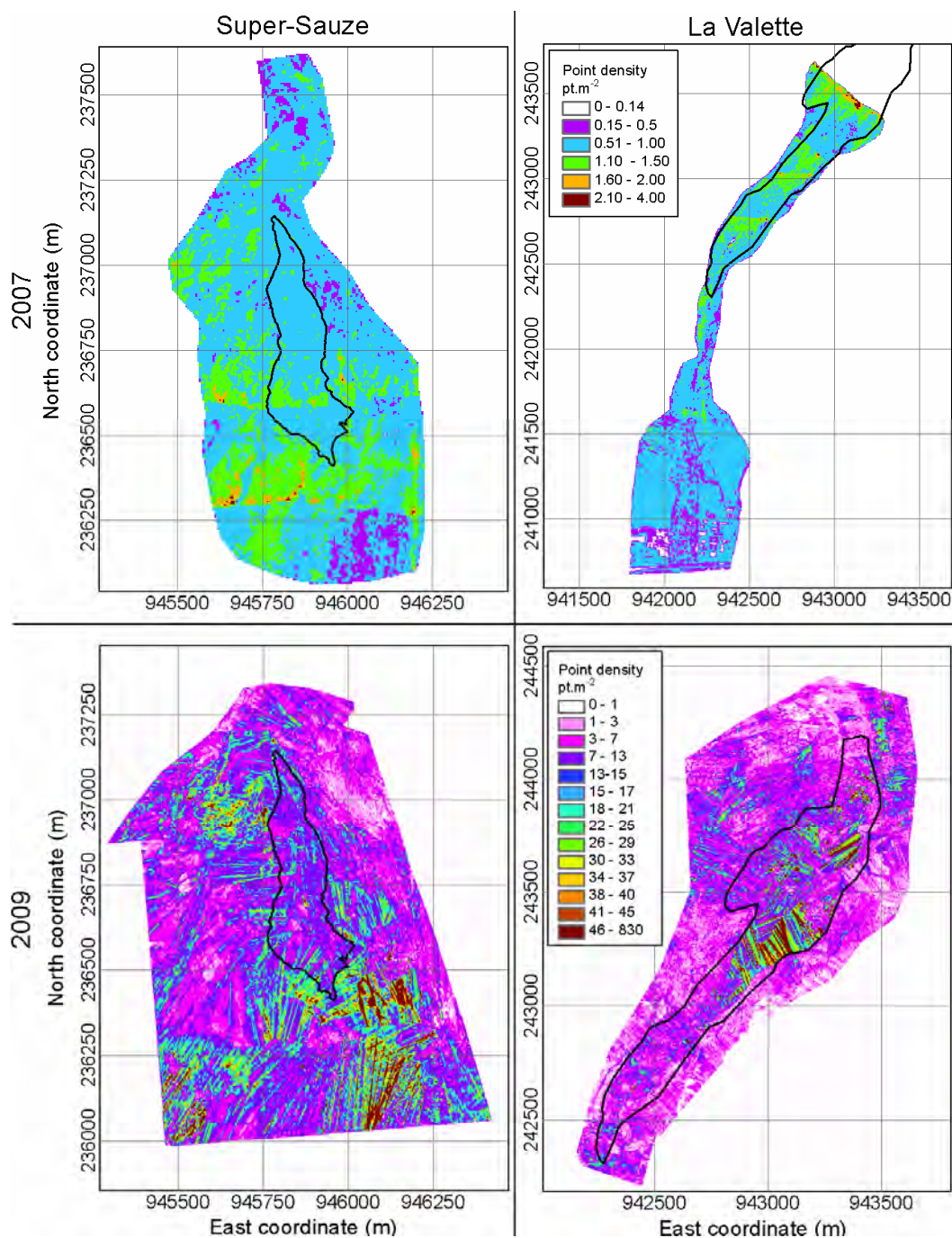


Figure 5.7 - Carte de densité de points au sol après filtrage de la végétation pour les acquisitions LiDAR de 2007 et 2009 sur les glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette (système de coordonnées Lambert III Sud).

b. Levé terrestres

Dans ce travail de recherche, un scanner laser de type Optech ILRIS 3D a été utilisé (Optech, 2010) (Figure 2.3 B, Table 5.2). Son poids (13 kg) et sa taille (32 x 32 x 22 cm) en font un outil parfaitement manipulable sur le terrain par une seule personne. Il est caractérisé par une longueur d'onde de 1535 nm (proche infrarouge), une fréquence d'acquisition de 2500 Hz, une portée minimale de 3 m et maximale de 800 m dans les conditions de terrain. La technique d'orientation du faisceau est basée sur la technologie des miroirs oscillants offrant une ouverture de champ de vue de 40°. Le diamètre D de l'emprunte lumineuse au sol (en mètre) dépend de la distance d (en mètre) et l'angle d'incidence α défini comme l'angle entre la ligne de vue et la normale à la surface. Le diamètre D s'exprime la relation $D = (1.7 \cdot 10^{-4} d + 0.012) / \cos(\alpha)$ (Optech, 2010) (Figure 5.8). Dans les

conditions optimales d'acquisition, la précision est d'environ 0.7 cm à 100 m. Les positions des points dans l'espace sont tout d'abord exprimées en coordonnées sphériques puis converties directement par le système d'acquisition en coordonnées Cartésiennes.

Pour obtenir une vue tridimensionnelle complète, il est nécessaire de scanner la zone d'intérêt à partir de plusieurs vues afin de minimiser la présence de zones d'ombre. Pour cela, un chevauchement des acquisitions d'au moins 20% a été systématiquement réalisé pour optimiser l'alignement des semis de points dans un système de coordonnées commun. Les zones stables ont été incluses dans les acquisitions TLS consécutives pour faciliter la procédure d'alignement sans l'utilisation de points de contrôle. Toutefois, lorsque la zone d'intérêt est relativement restreinte, des points de contrôle mesurés par GPS différentiel sont répartis dans la zone pour permettre un géoréférencement direct (Vosselman & Maas, 2010).

Trois paramètres d'acquisition sont spécifiés à chaque acquisition : la zone d'intérêt, le pas angulaire d'orientation du faisceau laser et le choix entre l'enregistrement du premier ou du dernier écho.

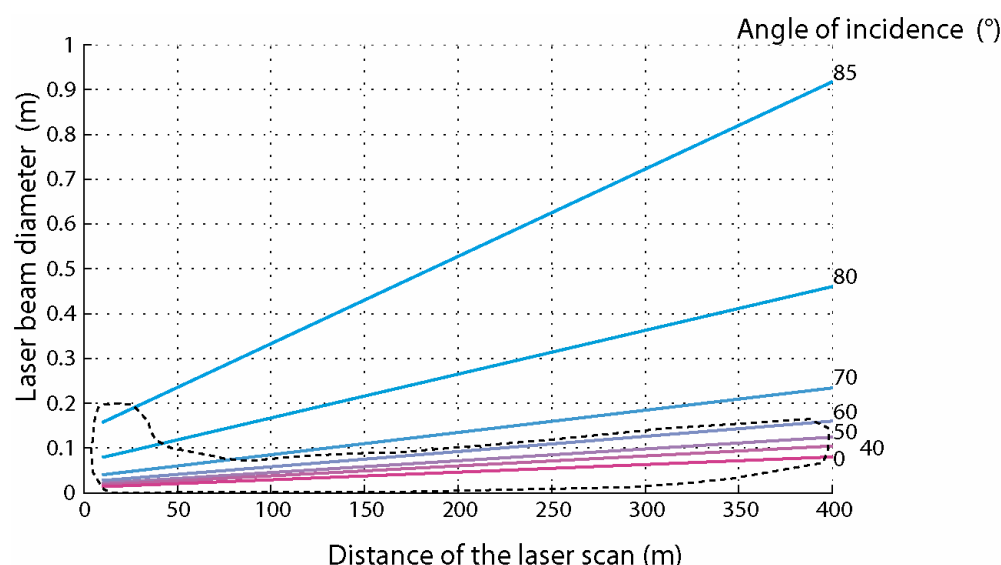


Figure 5.8 - Diamètre du faisceau laser en fonction de la distance et de l'angle d'incidence. L'aire en pointillé indique la configuration générale des levés TLS acquis dans ce travail.

- **Stratégie de traitement :**

Le traitement des données aéroportées et héliportée a suivi la procédure classique synthétisée dans le chapitre § 2.1.1. Le traitement des données laser terrestres a nécessité le développement d'une procédure adaptée dont les étapes sont présentées ci-après.

a) Filtrage :

Le traitement et l'alignement des semis de points sont réalisés à l'aide du logiciel *Polyworks v 11* (Innovmetric, 2010). Les acquisitions sont tout d'abord filtrées des points réfléchis sur de la végétation ou situés hors de la zone d'étude. Étant donné la faible couverture végétale sur les glissements, une technique simple de filtrage similaire à celle de Prokop & Panholzer (2009) a été utilisée. Cette technique consiste à générer un modèle numérique de terrain basse résolution interpolé à partir du nuage de points brutes. La maille est suffisamment grossière pour que les changements abrupts et locaux de pente dus à la présence de végétation ne soient pas reproduits. Les points dont l'élévation dépasse d'une certaine tolérance le modèle numérique de terrain sont classés en points "non terrain". Cette procédure permet de détecter et de supprimer rapidement la végétation arborée isolée. Un contrôle et un affinement manuel du filtrage est ensuite effectué.

b) Alignement :

L'algorithme ICP (*Iterative Closest Point*) est ensuite utilisé pour aligner les nuages de points dans un système de référence commun (Besl et McKay, 1992). L'algorithme ICP est fondé sur l'hypothèse que deux nuages de points (un nuage de référence y_i et un second nuage x_i) sont liés par une transformation rigide (Vosselman & Maas, 2010):

$$y_i = Rx_i + y_0$$

Où R est la matrice de rotation et y_0 est le vecteur de translation. L'objectif est de trouver R et y_0 qui minimisent la somme des carrés e^2 des distances Euclidiennes entre x_i et y_i :

$$e^2 = \sum \|Rx_i + y_0 - y_i\|^2 \rightarrow \min$$

En pratique, un premier alignement est effectué manuellement pour approximer les paramètres initiaux de transformation par sélection de points homologues dans les différents nuages de points (Figure 5.9 A). L'alignement est ensuite affiné à l'aide de l'algorithme ICP (Figure 5.9 B). L'algorithme ICP disponible dans le module *IMAlign* du logiciel *Polyworks* (Innovmetric, 2010) est une variante de l'algorithme classique ICP (Besl et McKay, 1992). Il requiert, tout d'abord, la création d'un MNT 2.5D à mailles triangulaires (triangulation de Delaunay) interpolé dans un plan perpendiculaire à la direction de chaque prise de vue. L'algorithme ICP minimise la distance entre les mailles triangulaires du MNT de référence (nuage de points de référence) et les mailles triangulaires d'un second MNT (nuage de points à aligner). La procédure s'opère de manière itérative de façon à diminuer l'écart résiduel entre les surfaces des MNTs. Par rapport à l'algorithme ICP classique, cette technique a l'avantage d'être plus robuste et de converger plus rapidement (Bergevin et al., 1996 ; Vosselman & Maas, 2010). Les semis de points adjacents sont d'abord alignés consécutivement. Une fois l'ensemble des acquisitions aligné, l'algorithme ICP est appliqué sur tous les nuages de points simultanément pour améliorer la qualité globale de l'alignement. La moyenne et l'écart-type des décalages résiduels servent à déterminer l'erreur d'alignement. Pour des semis de points d'un même levé, l'erreur moyenne d'alignement est généralement inférieure au centimètre, avec un écart-type de 2 à 3 cm (Figure 5.9 B).

Cette procédure d'alignement est également utilisée pour aligner les levés TLS acquis à différentes périodes et permettre des comparaisons temporelles (e.g. calcul de volumes, caractérisation des déplacements). Une fois les semis de points d'une acquisition assemblés, l'ensemble de l'acquisition est aligné en bloc sur les parties stables de l'acquisition TLS de référence. L'alignement est ensuite affiné en excluant les zones dans les parties stables où l'alignement n'est pas satisfaisant (dû à la présence de changements morphologiques locaux non identifiés avant la procédure d'alignement). L'erreur moyenne d'alignement est généralement de quelques centimètres voire parfois inférieure au centimètre, l'écart-type étant de 2 à 3 cm.

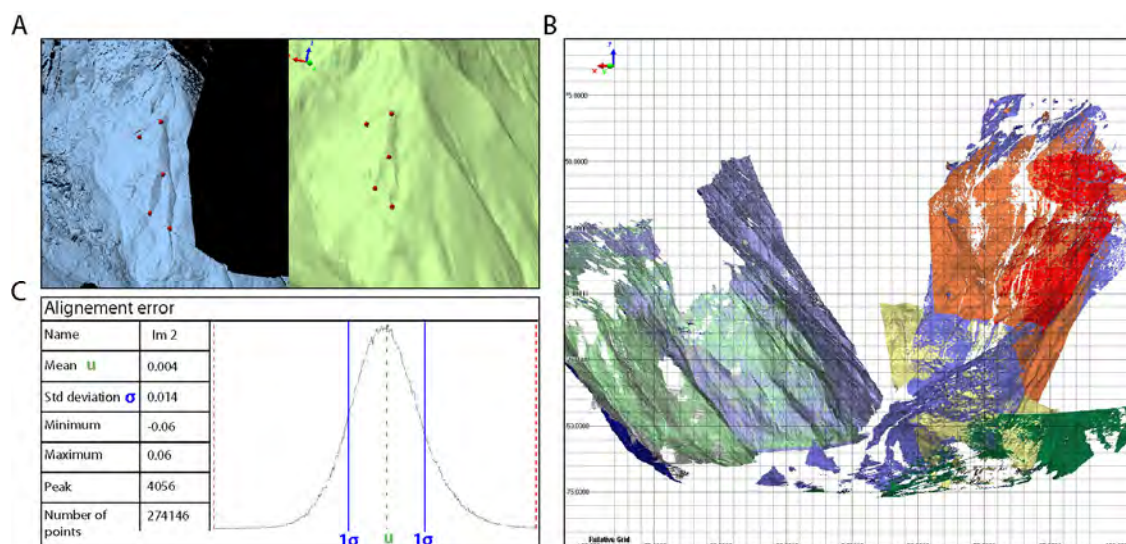


Figure 5.9 - Procédure d'alignement des nuages de points, A) identification manuelle de points homologues entre une acquisition TLS de mai 2008 (à droite) et l'acquisition ALS d'octobre 2007 (à gauche), B) exemple d'alignement de différentes acquisitions de mai 2008 avec l'algorithme ICP et C) histogramme de l'erreur d'alignement associé.

c) Géoréférencement :

La procédure de géoréférencement est réalisée selon deux méthodes en fonction de la configuration du site dépendant de la présence ou non de zones stables.

- La première méthode utilise les levés géoréférencés ALS comme références (Oppikofer et al., 2009). L'ensemble d'une acquisition TLS est aligné en bloc sur les parties stables des levés ALS de 2007 ou de 2009 (Figure 5.9 A). La moyenne et l'écart-type des décalages résiduels sur les parties stables de chaque nuage de points TLS et de l'ALS déterminent l'erreur de géoréférencement. L'erreur moyenne du géoréférencement pour les données acquises durant ce travail de recherche est très souvent de l'ordre du centimètre, l'écart-type pouvant varier de 7 à 20 cm.
- Lorsque le recouvrement entre les semis de points n'est pas suffisant, la méthode par géoréférencement direct a été utilisée (Vosselman & Maas, 2010). Elle consiste à utiliser des points de contrôle sur le terrain (cibles circulaires) dont la position des centres est déterminée par GPS différentiel. Lors du traitement, le centre des cibles est ensuite déterminé en ajustant une primitive (disque) sur les semis de points correspondant. Les coordonnées des centres sont ensuite remplacées par leurs coordonnées locales de manière à ce que l'écart entre la position déterminée par GPS différentiel et la position des centres des cibles soit minimal. La moyenne et l'écart-type de l'erreur du géoréférencement sont généralement de 1 à 3 cm.

- **Analyse thématique :**

Plusieurs techniques d'analyses thématiques ont été utilisées pour caractériser la cinématique de glissements-coulées.

a) Caractérisation des familles de discontinuités :

Afin d'identifier les mécanismes cinématiques de rupture affectant l'escarpement principal de la coulée de Super-Sauze, les familles de discontinuités ont été analysées directement dans les nuages de points. Leur orientation est déterminée en ajustant des plans avec la méthode des moindres carrés sur les semis de points appartenant à des discontinuités. Chaque plan est caractérisé par sa normale dont l'orientation dans l'espace permet de calculer l'azimut et le pendage de chaque famille. Ces mesures sont ensuite reportées dans un stéréonet (canevas de Wulff, hémisphère inférieur). L'erreur correspond à un écart-type de l'orientation de l'ensemble des normales d'une même famille. Elle correspond à l'angle d'ouverture d'un cône centré sur l'orientation moyenne et comprend 68% des données.

La présence de zones d'ombre et la résolution des nuages de points sont les facteurs affectant le plus la qualité d'identification des discontinuités (Sturzenegger & Stead, 2009).

b) Détermination des volumes des zones d'ablation et d'accumulation par interpolation de MNTs :

L'interpolation de MNTs puis l'élaboration de MNTs différentiels permettent de déterminer les volumes des zones d'ablation et d'accumulation (Bitelli et al., 2004 ; Pesci et al., 2004 ; Prokop & Panholzer, 2009). Le MNT le plus ancien est soustrait au MNT le plus récent. Si la masse volumique du matériau ne varie pas dans le temps, une différence positive indique une accumulation tandis qu'une différence négative indique une perte. Dans une zone stable, les différences d'altitude sont théoriquement nulles. Par conséquent, l'erreur peut être définie par le décalage résiduel moyen μ et de l'écart-type σ dans les zones stables. Dans la zone de glissement, la différence est considérée significative lorsqu'elle égale ou dépasse $\mu \pm 2\sigma$.

Différents algorithmes d'interpolation exacte ont été testés. Etant donné la quantité importante de points par acquisition (plusieurs millions), trois algorithmes exactes simples ont été comparés : Triangulation de Delaunay (*Triangulated Irregular Network* TIN), Plus proche Voisin (*Nearest Neighbour* NN) et Distance Inverse Pondérée (*Inverse Distance Weighted* IDW, poids $n = 4$) (Arnaud & Emery, 2000). La méthode "*Jackknife*" consistant à diviser le jeu de données en deux jeux (A1 et A2) de taille égale et définis aléatoirement a été utilisée. Le premier jeu A1 est interpolé, le second jeu A2 sert à vérifier la qualité de prédiction de l'interpolateur (Arnaud

et Emery, 2000). Les jeux sont ensuite inversés, A2 et interpolé et A1 est utilisé pour vérifier l'exactitude de l'interpolateur. Une acquisition de l'escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze a été sélectionnée pour le test (juillet 2009). Comme la densité moyenne des points est supérieure à 100 pts.m², une maille carrée de 0.10 m a été choisie.

Les résultats sont présentés dans la Table 5.3. Les prédictions des trois algorithmes testés sont comparables. Les erreurs moyennes et les écart-types déterminés pour chaque algorithme sont de l'ordre du millimètre. L'interpolation est effectivement bien contrainte par la très forte densité de points. Par conséquent, l'interpolateur le plus rapide (TIN) a été utilisé pour interpoler l'ensemble des MNTs.

Table 5.3 - Analyse de la performance des algorithmes d'interpolation Triangulation de Delaunay (TIN), Proche Voisin (NN) et Distance Inverse Pondérée (IDW) par la méthode "Jackknife".

A1	μ (m)	σ (m)	Nombre de points
TIN	0.004	0.055	8124271
NN	0.004	0.056	8124284
IDW	0.003	0.055	8124330
A2	μ (m)	σ (m)	Nombre de points
TIN	0.004	0.055	8124270
NN	0.004	0.054	8124270
IDW	0.003	0.054	8124329

c) Détermination du champ de déplacements :

La détermination du champ de déplacement 3D de glissements de terrain argileux à partir de données LiDAR constitue une tâche délicate due à leur déformation visco-plastique souvent hétérogène. Par conséquent, l'exploitation de la donnée géométrique contenue dans les nuages de points n'est que très rarement exhaustive et quantitative (*e.g.* Teza et al., 2008 ; Monserrat & Crosetto, 2008). Différentes méthodes ont été utilisées en fonction des objectifs poursuivis, elles sont présentées succinctement ci-après. A l'exception d'une nouvelle technique fondée sur la corrélation de MNTs hautes résolutions, ces méthodes sont décrites dans Oppikofer (2009) :

- Détermination manuelle de points homologues dans les nuages de points ou dans les MNTs :

La détermination manuelle de points homologues est la méthode la plus simple pour définir les vecteurs déplacements. Cependant, il est difficile d'atteindre une précision centimétrique car cette méthode dépend fortement de la densité du nuage de points (souvent variable entre deux levés), de la résolution du MNT et de la difficulté à identifier exactement le même point dans deux levés consécutifs (Oppikofer et al., 2009). La technique peut être améliorée dans le cas d'objets à géométrie simple en ajustant des primitives (*e.g.* cylindre, sphère) sur les semis de points (Travelletti et al., 2008). Cette technique permet de comparer les mêmes points entre deux levés consécutifs (*e.g.* centre des sphères, extrémité de l'axe de cylindres) en tenant compte de la densité de points importante des levés au scanner laser. La comparaison des dimensions de la primitive avec ses dimensions réelles permet de calculer l'erreur d'ajustement. Toutefois, cette méthode ne permet pas d'exploiter exhaustivement la totalité de l'information géométrique contenue dans les nuages de points.

- Recherche automatique des points les plus proches :

Le calcul de la distance minimale (Hausdorff distance) séparant un point d'une acquisition de référence du point le plus proche d'une seconde acquisition permet de détecter des modifications géomorphologiques dans toutes les directions (Jaboyedoff et al., 2009 ; Innovmetric, 2010). Très utile dans l'identification de mouvement de compartiments rocheux (Oppikofer et al., 2009), cette technique permet d'exploiter l'ensemble de l'information géométrique. Une distance positive indique que les points de la seconde acquisition sont

situés au-dessus ou devant l'acquisition de référence, ce qui permet de différencier les zones d'ablation des zones d'accumulation. Toutefois, dans le cas de glissements développés dans les sols, l'information dérivée n'est pas toujours représentative du déplacement réel. Par conséquent, son interprétation reste globalement qualitative surtout lorsque les déplacements sont parallèles à la surface du terrain.

- Détermination des transformations rigides (matrices de roto-translation) :

L'application de transformations rigides 3D permet de déterminer les composantes translationnelles et rotationnelles d'un objet déplacé (Montserrat & Crosetto, 2008 ; Oppikofer et al., 2009). Cette méthode a l'avantage de tenir compte de la densité de points importante des levés au scanner laser. Elle est fondée sur l'algorithme ICP permettant de retrouver les composantes de la matrice de roto-translation en minimisant par la méthode des moindres carrés l'écart entre les points d'un objet de l'acquisition de référence et les points du même objet déplacé dans la seconde acquisition. De cette manière, l'ensemble de l'information contenue dans les nuages de points est exploité. L'application de cette technique aux glissements de terrain est illustrée par Teza et al. (2008) et par Monserrat & Crosetto (2008).

- Corrélation de MNTs :

L'utilisation de la fonction de corrélation croisée normalisée permet de dériver le champ de déplacement 2D et 3D à partir de données altimétriques. Pour une description de cette fonction, le lecteur est prié de se référer aux chapitres § 2.1.2 et § 5.2.2. L'application de la fonction de corrélation sur des données altimétriques a été pour la première fois illustrée par Duffy et al. (2004) pour caractériser la migration de dunes sous-marines en corrélant des valeurs d'ombrage artificiel créées à partir de MNTs. Toutefois, très peu d'exemples ont illustré son applicabilité à des nuages de points TLS pour le suivi de processus géomorphologiques à cinématique lente (déplacements de quelques centimètres à quelques mètres par année) (*e.g.* Schwalbe et al. 2008). Aucune méthodologie adaptée aux glissements de terrain n'existe à ce jour, ce qui confère à ce travail de recherche un intérêt particulier.

Plusieurs techniques permettent ainsi de décrire le champ de déplacement de glissements de terrain à partir de nuages de points. Toutefois, l'utilisation systématique du scanner laser, relativement onéreuse, est difficilement justifiable pour le suivi en continu (*i.e.* installation permanente) de glissements de terrain ne représentant pas un réel danger pour la population. C'est pourquoi ce travail de thèse s'est aussi consacré à la photogrammétrie optique terrestre, une technique beaucoup plus accessible et intuitive du fait de la comparaison visuelle qualitative entre deux images. L'utilisation conjointe de la photogrammétrie optique et du scanner laser offre une bonne complémentarité du fait de leur sensibilité à des longueurs d'ondes de la lumière différentes (le scanner laser possède des capteurs actifs sensibles aux longueurs d'onde du proche infrarouge alors que la photogrammétrie optique utilise des capteurs passifs sensibles au spectre du visible). Les nuage de points acquis par scanner laser peuvent également être utilisés pour orthorectifier les photographies optiques (Travelletti et al., soumis b).

5.2.2 Utilisation de la technique de la photogrammétrie optique

L'analyse de la cinématique a été réalisée à partir de plateformes photogrammétriques aériennes et terrestres.

Les photographies aériennes ont été acquises en 2007 et 2009 et orthorectifiées par les compagnies Syntégra et Hélimap. Leur résolution au sol est de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2$ et $2.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2$ respectivement. Une acquisition par drone aéroporté a également été effectuée en octobre 2008 sur le site de Super-Sauze. Les détails du mode d'acquisition et de traitement sont décrits dans Niethammer et al. (2011) (Annexe 4).

Concernant la photogrammétrie terrestre, ce travail se focalise sur l'analyse de photographies optiques acquises à partir d'un unique point de vue ; l'objectif étant de déterminer les champs de déplacements dans le système de coordonnées locale. Les techniques de stéréorestitution classiques ne sont donc pas applicables dans ce cas spécifique. C'est pourquoi une chaîne de traitement spécifique a dû être élaborée. Nous en présentons ci-après succinctement l'acquisition et le traitement des données. Le détail de la procédure est reprise dans l'article (Travelletti et al., soumis b, § 5.3.2.1).

- **Acquisitions :**

Le glissement de Super-Sauze est équipé depuis juillet 2007 d'un système automatique d'acquisition d'images optiques à haute résolution (2000 x 3008 pixels). Le système d'acquisition est constitué d'un appareil photographique digital *Nikon D70s* reliées à une station *Campbell CR 10X*. L'alimentation est fournie par un panneau solaire de 40 W relié à une batterie. Quatre images du glissement sont automatiquement acquises tous les quatre jours à différentes période de la journée puis stockées dans une carte mémoire. La focale est réglée sur 52 mm (auto focus désactivé). Toutes les images sont donc acquises dans la même géométrie (Figure 5.10).



Figure 5.10 – Exemples de photographies de la coulée de Super-Sauze acquises par le système d'acquisition automatique en 2008 sous différentes illuminations et états de surface liés aux conditions météo-climatiques de la région. 16/03/08 – 04/05/08 – 16/11/08 : couverture neigeuse totale ou partielle (images non exploitables). 18/05/08 : précipitations et brouillard (image non exploitable). 11/07/08 : illumination homogène et image contrastée (image exploitable, conditions optimales pour la corrélation). 28/08/08 : ombrage fort dû à une couverture nuageuse partielle (image partiellement exploitable). 05/10/08 : salissures sur la vitre de la cabane (image partiellement exploitable). 19/10/08 : acquisition en contre-jour (image partiellement exploitable). 23/10/08 : contrastes d'illumination importants, ombrage fort (image partiellement exploitable).

- **Stratégie de traitement :**

Les images sont sélectionnées manuellement en privilégiant les images suffisamment texturées et illuminées de manière homogène (Figure 5.10). Afin d'augmenter le niveau textural des images, un filtre de Sobel constitué d'une matrice de convolution de taille 4 x 4 est appliqué avant la procédure de corrélation.

a) Détermination du champ de déplacements par corrélation en niveau de gris :

Le champ de déplacement entre deux acquisitions est déterminé à l'aide d'une fonction statistique de corrélation. Il consiste à rechercher le maximum de la fonction de corrélation indiquant la plus grande probabilité de correspondance entre un sous-ensemble de pixels (appelé fenêtre de corrélation) dans une image de référence et le même sous-ensemble de pixels déplacé de la seconde image (Hild et al., 1999) (§

2.1.2). La position du maximum de corrélation correspond au point d'arrivée du vecteur de déplacement reliant les centres du sous-ensemble de l'état initial et de l'état final déplacé. En déplaçant les sous-ensembles dans les images, il est possible d'obtenir le champ de déplacement dans toute l'image.

La méthode de corrélation en niveaux de gris utilisée dans ce travail a été initialement développée par Chambon (2003) (corrélateur à échelle fixe) et est inspirée des travaux de Hild et al. (1999) et Chevalier et al. (2001) puis modifiée par Bastard (2009) (corrélateur hiérarchique). Le corrélateur hiérarchique à l'avantage de mieux gérer les différences de résolution entre l'avant et l'arrière-plan de l'image (accentuées par l'obliquité des prises de vues) en variant la taille physique de la fenêtre de corrélation par dégradation successive de la résolution de l'image en plusieurs pyramides (Bastard, 2009 ; Travelletti et al., soumis b). Le calcul de corrélation débute à la plus basse résolution et s'achève à la plus haute résolution. Cette méthode permet d'estimer rapidement la position d'un maximum de corrélation éloigné de la position de référence (typiquement lors de grands déplacements). Cette estimation sert ensuite de point de départ pour la corrélation à la résolution supérieure. Lorsque le nombre de pyramides est nul, le corrélateur fonctionne de manière identique à un corrélateur à échelle fixe. Si le nombre de pyramides est n , les dimensions de l'image sont réduites successivement d'un facteur i avec $i \in [2, n]$. A chaque dégradation de résolution, les valeurs de quatre pixels voisins sont remplacées par leur valeur moyenne entière. Comme chaque image n'a pas été acquise dans des conditions d'illumination exactement identiques, la fonction de corrélation normalisée croisée est utilisée. La manière dont les valeurs absolues varient au sein de chaque fenêtre de corrélation est donc plus importante que les valeurs absolues.

Le corrélateur utilisé fournit une précision des déplacements inférieure au pixel. Le traitement de chaque paire d'images est ainsi divisé en deux étapes : la recherche de la partie entière et la recherche de la partie fractionnaire du déplacement. La recherche de la partie entière est effectuée dans l'espace réel en maximisant le coefficient de corrélation. La recherche de la partie fractionnaire se fait de manière itérative. La fonction de corrélation est interpolée par une fonction bi-parabolique et une procédure de maximisation par l'algorithme du simplexe est utilisée (Press et al., 1997).

Les paramètres à adapter sont la résolution du champ de déplacement (nombre de valeurs de déplacements par image), la taille de la fenêtre de corrélation, la taille de la zone de recherche et le nombre de pyramides. La taille de la fenêtre de corrélation est le paramètre le plus sensible. Plus la taille de la fenêtre de corrélation est importante, plus les déplacements sont moyennés sur une grande surface. A l'inverse, plus sa taille est réduite, plus le résultat devient sensible au bruit. La taille de la zone de recherche doit être supérieure ou égale à l'amplitude des déplacements observés. Le nombre de pyramides ne doit pas être trop important, car si l'estimation de départ dans l'image basse résolution est trop éloignée du point d'arrivée recherché (image trop dégradée, perte trop importante de texture), l'ensemble des corrélations aux résolutions supérieures sera affecté. Compte tenu de la taille et de la qualité des images du glissement de Super-Sauze, un nombre de pyramides de quatre est suffisant. Indépendamment du corrélateur, l'absence de texture suffisante et le développement de déformations et de rotations importantes entre deux acquisitions sont les paramètres affectant le plus la précision de la corrélation (Hild et al., 1999).

Au final, le corrélateur fournit les décalages en colonne et en ligne dans le plan image et la valeur du coefficient de corrélation (Figure 5.11 A).

b) Orthorectification du champ de déplacement :

Le champ de déplacements 2D obtenu par corrélation est ensuite orthorectifié à partir d'un ensemble de paramètres de calage de l'appareil photographique. Pour cela, il est nécessaire d'utiliser un modèle permettant d'établir la relation entre les positions 3D dans le système de coordonnées locales et les positions 2D dans les images. La modélisation la plus judicieuse est celle offrant le meilleur compromis entre simplicité et exactitude en fonction des objectifs à atteindre. Dans ce travail, le choix s'est porté sur le modèle sténopé (Mikhail et al., 2001). Ce modèle est fondé sur le principe de colinéarité où chaque point 3D (X, Y, Z) du système de coordonnées locales est projeté dans le plan image selon une ligne droite passant par la position connue de l'appareil photographique (X_o, Y_o, Z_o) selon le système d'équations suivant (Heikkilä & Silven, 1997) :

$$\begin{cases} u = u_0 - f_u \frac{m_{11}(X - X_C) + m_{12}(Y - Y_C) + m_{13}(Z - Z_C)}{m_{31}(X - X_C) + m_{32}(Y - Y_C) + m_{33}(Z - Z_C)} \\ v = v_0 - f_v \frac{m_{21}(X - X_C) + m_{22}(Y - Y_C) + m_{23}(Z - Z_C)}{m_{31}(X - X_C) + m_{32}(Y - Y_C) + m_{33}(Z - Z_C)} \end{cases}$$

L'effet des distorsions non linéaires (distorsions radiales, tangentes et prismatiques) est négligé. Le modèle sténopé se décompose en trois parties :

- Une transformation rigide composée d'une translation dans les 3 directions de l'espace ($X-X_C$, $Y-Y_C$, $Z-Z_C$) et d'une rotation (m_{ij} avec $i,j = 1,2,3$) décrivant le changement de coordonnées des points 3D dans le système de coordonnées de l'appareil photo. Les 9 paramètres de rotation m_{ij} (éléments de la matrice **M**) dépendent des trois angles d'Euler (φ , K , ω) décrivant trois rotations autour des axes du système de coordonnées de l'appareil photographique :

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} \cos \varphi \cos \kappa & \cos \omega \sin \kappa + \sin \omega \sin \varphi \cos \kappa & \sin \omega \sin \kappa - \cos \omega \sin \varphi \cos \kappa \\ -\cos \varphi \sin \kappa & \cos \omega \cos \kappa - \sin \omega \sin \varphi \sin \kappa & \sin \omega \cos \kappa + \cos \omega \sin \varphi \sin \kappa \\ \sin \varphi & \sin \omega \cos \varphi & \cos \omega \cos \varphi \end{pmatrix}$$

Cette étape de roto-translation est donc contrôlée par six paramètres extrinsèques φ , K , ω et $X-X_C$, $Y-Y_C$, $Z-Z_C$. Ils représentent l'orientation externe de l'appareil photographique dans le système de coordonnées locales ;

- Une transformation où les points 3D sont projetés dans le plan image ;
- Une transformation affine correspondant à une mise à l'échelle (homothétie) dans la résolution de l'image. Cette étape est contrôlée par quatre paramètres intrinsèques que sont les focales effectives le long de l'axe u et v (f_u , f_v) et la position du point central (u_0 , v_0). Ils décrivent les caractéristiques internes de l'appareil photographique. Dans cette étude $f_u = f_v$.

La majeure partie de la procédure d'orthorectification réside dans la détermination des paramètres extrinsèques et intrinsèques à partir de points de contrôle disposés au sol dont les positions dans le système de coordonnées locales (X,Y,Z) et dans le plan image (u,v) sont connues. La méthode de compensation par moindres carrés permet de déterminer le jeu de paramètres optimaux minimisant les décalages résiduels entre les positions calculées et les positions observées des points de contrôle dans le plan image. Dans ce travail, une Transformation Linéaire Directe (DLT) est utilisée pour linéariser le système du modèle sténopé (Abdel-Aziz & Karara, 1971 ; Heikkila et Silven, 1997). La position du point central (u_0 , v_0) est supposée au centre de l'image. Dans le cas d'un système surdéterminé par N points de contrôle, les équations du modèle sténopé peuvent être linéarisées et exprimées sous la forme matricielle:

$$\mathbf{AX} = \mathbf{0}$$

Avec :

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} -X_1' & -Y_1' & -Z_1' & 0 & 0 & 0 & u'X_1' & u'Y_1' & u'Z_1' \\ 0 & 0 & 0 & -X_1' & -Y_1' & -Z_1' & v'X_1' & v'Y_1' & v'Z_1' \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -X_i' & -Y_i' & -Z_i' & 0 & 0 & 0 & u'X_i' & u'Y_i' & u'Z_i' \\ 0 & 0 & 0 & -X_i' & -Y_i' & -Z_i' & v'X_i' & v'Y_i' & v'Z_i' \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -X_N' & -Y_N' & -Z_N' & 0 & 0 & 0 & u'X_N' & u'Y_N' & u'Z_N' \\ 0 & 0 & 0 & -X_N' & -Y_N' & -Z_N' & v'X_N' & v'Y_N' & v'Z_N' \end{pmatrix}$$

et $\mathbf{X} = (x_{11}, x_{12}, x_{13}, x_{21}, x_{22}, x_{23}, x_{31}, x_{32}, x_{33})^T$

où : $x_{ij} = f_u * m_{ij}$ pour $i = 1$ et $j = 1, 2, 3$, $x_{ij} = f_v * m_{ij}$ pour $i = 2$ et $j = 1, 2, 3$ et $x_{ij} = m_{ij}$ pour $i = 3$ et $j = 1, 2, 3$;

$u' = u - u_0$ et $v' = v - v_0$;

$X' = X - X_c$, $Y' = Y - Y_c$ et $Z' = Z - Z_c$.

Ce système d'équations linéaire homogène est résolu par la méthode des moindres carrés en décomposant \mathbf{A} en valeurs singulières et en fixant $|\mathbf{X}|^2 = 1$ pour éviter la solution triviale $\mathbf{X} = \mathbf{0}$. Cette méthode est rapide car elle ne requiert pas d'approche itérative pour minimiser un résidu.

Une fois les paramètres extrinsèques et intrinsèques déterminés, les MNTs interpolés à partir des données LiDAR aéroportées de 2007 et 2009 sont projetés dans le plan image (Figure 5.11 B). Seuls les pixels des MNTs visibles depuis la position de l'appareil photographique sont projetés. Par le biais d'une interpolation linéaire, cette procédure appelée "*Backward Projection*" permet d'associer une coordonnée 3D à toutes les positions 2D initiales et finales des vecteurs composant le champ de déplacement dans le plan image (Corripio, 2004) (Figure 5.11 C). Des informations complémentaires sur la procédure d'orthorectification utilisée dans cette étude sont présentées dans Travelletti et al. (soumis b).

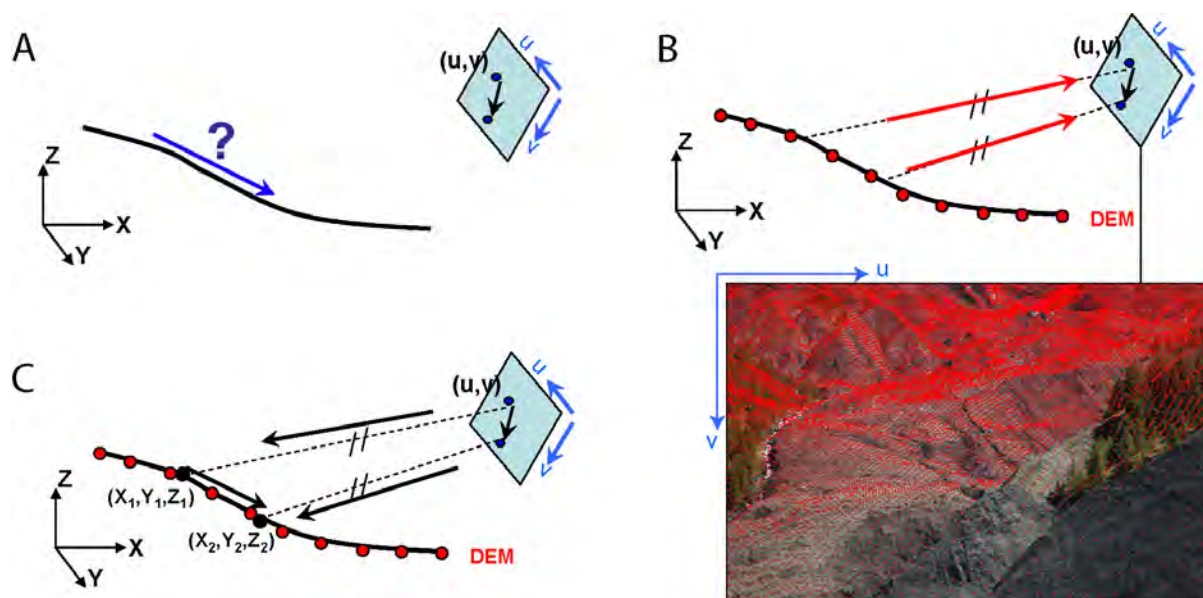


Figure 5.11 - Principe d'orthorectification des déplacements obtenus par corrélation, A) corrélation dans le plan image, B) projection des points du MNT LiDAR dans le plan image et résultat de la projection dans le plan (seul 1/10 des points projetés est représenté en rouge), C) association d'une coordonnée 3D à chaque extrémité des vecteurs déplacements dans le plan image par interpolation.

5.3 Analyse de la cinématique du glissement de Super-Sauze

5.3.1 Cinématique de la zone d'ablation

Plusieurs éboulements et chutes de blocs ont affecté l'escarpement principal entre 2007 et 2010. Le plus important éboulement s'est produit entre le 21 et 25 mars 2008, mobilisant un compartiment rocheux de 50 mètres de large de la côte 1978 à 2058 m (Figure 5.12 A). Suite à cet événement majeur, cette zone est surveillée périodiquement par scanner laser terrestre afin de déterminer les prédispositions structurales de l'escarpement (mécanismes cinématiques de rupture), d'observer la cinématique du replat supérieur à la base de l'escarpement et de déterminer les volumes de matériaux approvisionnant la coulée.

Sept levés au scanner laser ont été effectués entre mai 2008 et octobre 2010 suite à l'éboulement de mars 2008. Une acquisition est constituée d'une dizaine de vues prises à partir de quatre stations réparties sur le replat supérieur de la coulée à une distance de 50 à 100 m de l'escarpement (Figure 5.12 A, B). La moyenne et

l'écart-type de la densité de points au sol sont d'environ 132 pts.m⁻² et 134 pts.m⁻² respectivement, les zones présentant la plus forte densité de points étant celles perpendiculaires à la ligne de vue du scanner laser.

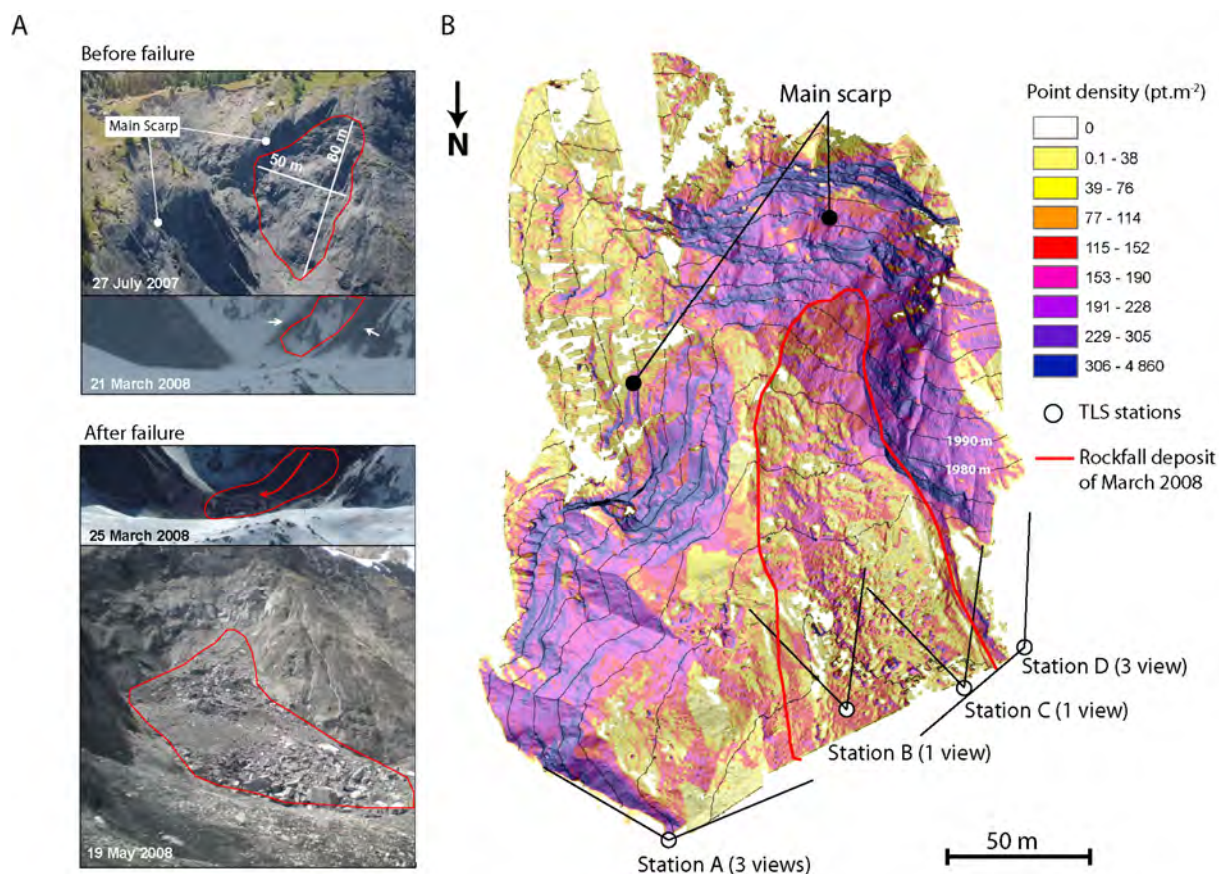


Figure 5.12 - Configuration des acquisitions au scanner laser de l'escarpement suite à l'éboulement de mars 2008, A) vues de la zone avant et après l'éboulement, B) carte de densité de points au sol (acquisition du 21 juillet 2009) et position des stations TLS.

5.3.1.1 Organisation structurale de l'escarpement principal

En accord avec les domaines structuraux définis par Malet (2003), l'étude structurale de l'escarpement est divisée en deux domaines Est et Ouest séparés par la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest (Figure 5.2). Le domaine Est est également subdivisé en deux secteurs 2 et 3 distincts par une orientation différente de la pente topographique (Figure 5.13 A). Chaque domaine structural est caractérisé par plusieurs familles de discontinuités persistantes identifiées dans les nuages de points. Au total, 164 plans ont pu être déterminés et classés en 11 familles de discontinuités. Ces familles correspondent à des joints argileux ou à des diaclases à filons de calcite néoformés observés sur le terrain (Malet, 2003). Toutefois, certaines familles n'ont pas pu être identifiées dans les nuages de points (résolution et précision du scanner laser insuffisantes). Inversement, des familles nettement visibles dans les nuages de points n'ont pas pu être relevées sur le terrain à cause de la difficulté d'accès dans les parties élevées de l'escarpement.

Bien qu'à priori la présence de la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest limite la possibilité d'un raccordement structural entre les deux domaines, leur configuration structurale globale présente un agencement commun en aval pendage en direction de la vallée de l'Ubaye. Cette configuration est défavorable à la stabilité générale de l'escarpement et explique en partie la forte érodibilité des Terres Noires dans cette zone.

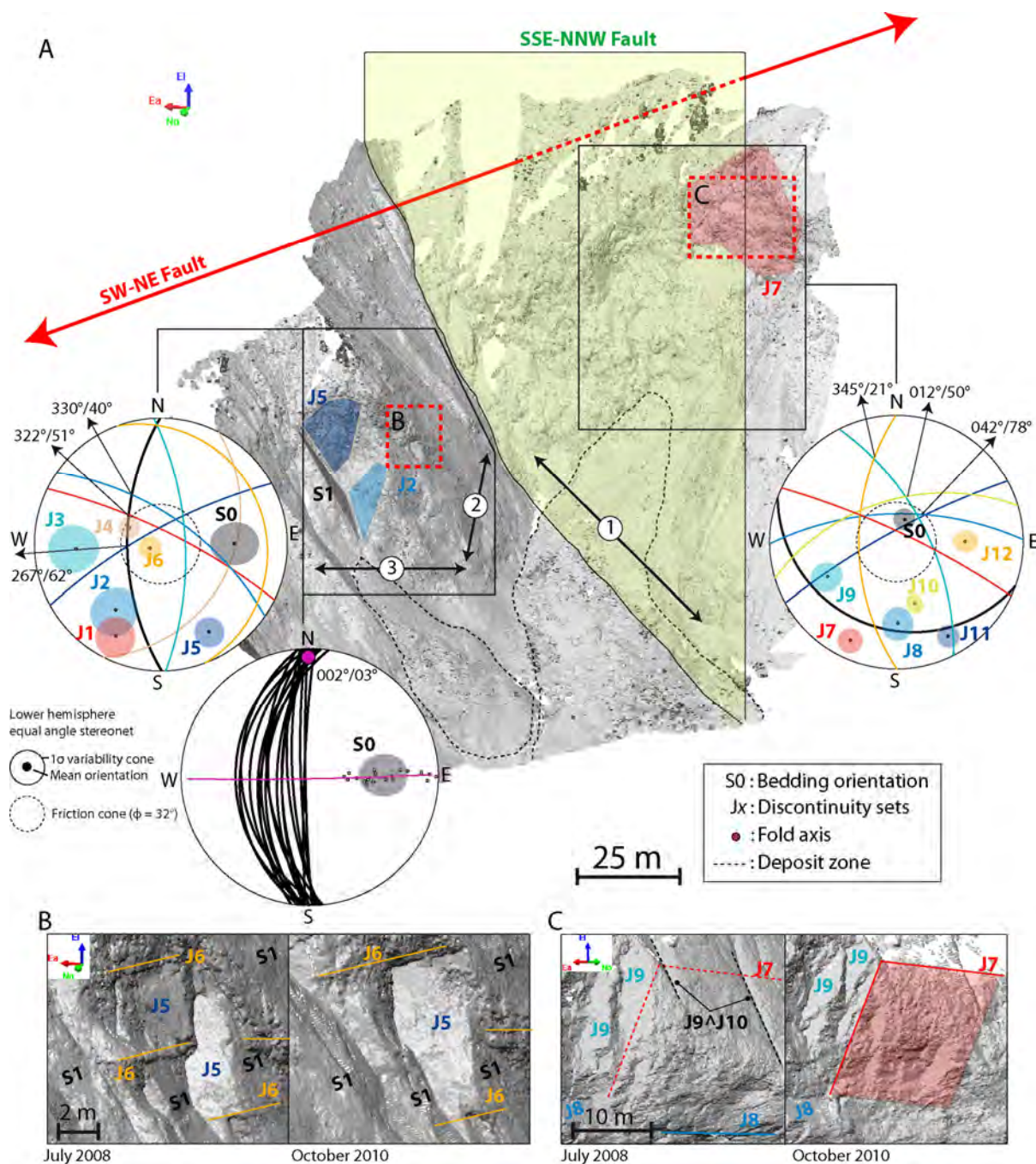


Figure 5.13 - Organisation structurale de l'escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze à partir d'une interprétation des nuages de points, A) fracturation régionale par deux failles d'orientations Sud Ouest - Nord Est et Sud Sud Est - Nord Nord Ouest et famille de discontinuités locales, B) exemple de rupture en dièdre dans la partie Est de l'escarpement, C) exemple d'éboulement suite à l'ouverture de la famille J7 et glissement plan sur J8.

Domaine structural Est de l'escarpement :

Six familles de discontinuités sont identifiées dans le domaine structural Est (Figure 5.13 A) :

- La famille S0 ($269^\circ/60^\circ \pm 10^\circ$) correspond à la stratigraphie et à la schistosité principale (Malet, 2003), cette dernière n'a toutefois pas pu être identifiée dans les nuages de points, cela est dû à une résolution et précision insuffisante du levé au scanner laser. Le fait que la schistosité principale soit parallèle à S0 indique que le domaine Est se trouve sur le flanc du synclinal principal observé par Plan (1968). Les ondulations de S0 correspondent probablement à des plis d'un ordre supérieur. En

assumant une cylindricité locale du pli, un axe de $002^{\circ}/03^{\circ}$ est déterminé par mesure systématique de l'orientation de la stratigraphie (Ramsay, 1967). Cette direction, très différente de l'orientation régionale de l'axe ($215^{\circ}/35^{\circ}$) (Plan, 1968), peut être expliquée par la présence à proximité de la faille Sud Sud Est –Nord Nord Ouest ou par un replissement de l'axe du synclinal principal.

S0 correspond à la pente moyenne du secteur 2 (pente structurale) ;

- Les familles J3 ($090^{\circ}/67^{\circ} \pm 15^{\circ}$), J4 ($117^{\circ}/31^{\circ} \pm 7^{\circ}$) et J6 ($069^{\circ}/11^{\circ} \pm 8^{\circ}$) correspondent à des discontinuités subparallèles à l'axe du pli ;
- Les familles J1 ($026^{\circ}/78^{\circ} \pm 11^{\circ}$) et J2 ($035^{\circ}/64^{\circ} \pm 15^{\circ}$) correspondent à des discontinuités recoupant perpendiculairement S0 ;
- La famille J5 ($331^{\circ}/76^{\circ} \pm 9^{\circ}$) correspond à l'orientation de la pente topographique moyenne du secteur 3.

Le secteur 3 est affecté principalement par des mécanismes de rupture de type dièdre contrôlés par l'intersection des familles S0, J1 et J2 dont l'axe de propagation est orienté vers $330^{\circ}/40^{\circ}$ et $322^{\circ}/51^{\circ}$ et limité à l'arrière par J5 (Figure 5.13 B). Ces orientations sont comparables à celles mesurées sur le terrain (Malet, 2003). En considérant un angle de friction Φ de 32° obtenu par analyses en retour sur des fractures lisses sans remplissage (Malet, 2003) et une cohésion nulle (déstabilisation uniquement par gravité), des glissements plans le long de J5 sont cinématiquement possibles.

Dans le secteur 2, des ruptures en dièdre induites par l'intersection de S0 et J5 sont cinématiquement possibles vers $267^{\circ}/62^{\circ}$. Les zones en surplomb créés par J6 et J3 facilitent le détachement des dièdres en amont. Le secteur 2 est particulièrement exposé à des ruptures en plan le long de S0 dont le pendage est nettement supérieur à 32° . Les volumes mobilisés sont relativement faibles ($< 0.5 \text{ m}^3$), cela est dû au faible espacement de S0.

Domaine structural Ouest de l'escarpement :

Six familles de discontinuités sont également identifiées dans le domaine structural Ouest (Figure 5.13 A) :

1. La famille S0 ($181^{\circ}/21^{\circ} \pm 6^{\circ}$) est caractérisée dans ce secteur par son faible pendage amont. Comme dans le domaine Est, la schistosité principale est quasi parallèle à S0 (Malet, 2003) ;
2. Les familles J7 ($025^{\circ}/81^{\circ} \pm 10^{\circ}$), J8 ($359^{\circ}/65^{\circ} \pm 10^{\circ}$), J9 ($063^{\circ}/63^{\circ} \pm 10^{\circ}$), J10 ($310^{\circ}/53^{\circ} \pm 13^{\circ}$) et J11 ($331^{\circ}/80^{\circ} \pm 12^{\circ}$) correspondent à des discontinuités quasi perpendiculaires à S0. J7 correspond à l'orientation de la pente topographique moyenne du secteur 1. Elle est responsable des zones en surplomb ;
3. La famille J12 ($269^{\circ}/57^{\circ} \pm 8^{\circ}$) est caractérisée par un pendage amont (zones de surplomb).

La stabilité du secteur 1 dépend principalement des familles subverticales J7, J8 et J11. Elles conditionnent les décrochements en masse dans cette zone (éboulement de plusieurs mètres cubes). Leur ouverture permet le développement de ruptures en plan le long de J8 dont le pendage est nettement supérieur à l'angle de friction de 32° (Figure 5.13 C). Des décrochements en dièdre selon les lignes d'intersection de J12 et J9 ($345^{\circ}/21^{\circ}$) sont également identifiés. La forte densité d'intersections de J8, J9, J10, J11 vers $012^{\circ}/50^{\circ}$ et $042^{\circ}/75^{\circ}$ montre une forte probabilité de décrochements en dièdre dans ces directions.

La morphologie du replat au-dessus du domaine Ouest à proximité du glacier rocheux est fortement modelée par J9 et J10. Cela se traduit sur le terrain par la présence de ravines parallèles à l'axe d'intersection de ces deux familles. Ces ravines croisent J7, J8 et J11 dans lesquelles les eaux de ruissellement peuvent s'infiltrer rapidement. En hiver, l'écartement des fissures induit par le gel entraîne un endommagement progressif de la roche et facilite la rupture de ponts rocheux remplacés temporairement par des ponts de glace. La fonte de ces ponts au printemps peut donc provoquer des détachements isolés de blocs. Par ailleurs, la présence possible de glace résiduelle dans les fissures à la base de l'escarpement peu exposée à l'ensoleillement empêcherait le drainage des eaux infiltrées en amont. Par conséquent, une mise en pression à l'arrière de l'escarpement est possible, ce qui provoquerait une rupture de la base et un éboulement en masse de l'escarpement Ouest équivalent à celui observé en mars 2008. Les suintements d'eau fréquemment observés le long de l'escarpement témoignent effectivement d'une circulation d'eau dans ces discontinuités.

5.3.1.2 Analyse de la cinématique du replat supérieur et identification des volumes mobilisés

La cinématique du replat supérieur de la coulée à la base de l'escarpement est illustrée à l'aide de MNTs différentiels pour plusieurs périodes (Figure 5.14 A) :

- Période du 14 octobre 2007 au 19 mai 2008 :

Les zones de rupture et de dépôt de l'éboulement de mars 2008 sont mises en évidence dans le MNT différentiel produit avec le levé TLS du 19 mai 2008 et le levé ALS d'octobre 2007 (erreur moyenne en élévation μ de 0.24 cm et écart-type σ de 0.03 cm). Au total, 23'000 m³ de roche détachés d'une surface de 3300 m² sont identifiés. La zone de dépôt a subi un important affaissement à la suite de l'éboulement. Le replat à la base de l'escarpement s'est affaissé d'environ 5 m, traduisant un transport rapide du matériau éboulé dans le corps de la coulée.

- Période du 19 mai 2008 au 21 juillet 2008 (erreur du MNT différentiel: $\mu = 0.05$ cm, $\sigma = 0.03$ cm) :

Durant l'été 2008, l'apport de matériaux sur le replat supérieur est globalement déficitaire. Le remplissage par des chutes de blocs (900 m³) détachés des parties Est et Ouest de l'escarpement ne suffit pas à compenser l'affaissement général du replat. Une rupture en dièdre de 3000 m³ (S0^J2) est identifiée dans la partie Est. Le suivi de deux blocs par détermination manuelle de points homologues dans les MNTs indique que la zone est affectée de déplacements importants de 17 à 20 m (vitesse annuelle moyenne d'environ 0.30 m.jour⁻¹). Le matériau est rapidement mobilisé en aval par la coulée.

- Période du 21 juillet 2008 au 19 octobre 2008 (erreur du MNT différentiel: $\mu = 0.07$ cm, $\sigma = 0.02$ cm) :

Il s'agit d'une période très peu active. Aucune variation d'altitude et de déplacement horizontaux significatifs ne sont observables.

- Période du 19 octobre 2008 au 28 mai 2009 (erreur du MNT différentiel: $\mu = -0.04$ cm, $\sigma = 0.03$ cm) :

Au printemps 2009, un recul de la partie Ouest de l'escarpement dû à une rupture le long des discontinuités J7 et J8 a mobilisé 550 m³ de roche. Des détachements locaux de blocs impliquant de faibles volumes (< 1 m³) sont également identifiés dans la partie Est de l'escarpement. Leur zone de dépôt sur le replat est particulièrement mise en évidence dans le MNT différentiel. L'apport de matériau sur le replat est positif. L'affaissement continu du replat d'environ 0.50 m au Nord de la zone de dépôt n'est toutefois pas compensé par l'apport de matériaux. Les déplacements durant cette période sont d'environ 0.50 m (vitesse moyenne < 0.01 m.jour⁻¹).

- Période du 28 mai 2009 au 21 juillet 2009 (erreur du MNT différentiel: $\mu = 0.01$ cm, $\sigma = 0.04$ cm) et 21 juillet 2009 au 7 octobre 2009 (erreur du MNT différentiel: $\mu = 0.03$ cm, $\sigma = 0.02$ cm) :

Durant l'été 2009 et l'automne 2009, l'apport de matériaux sur le replat supérieur est déficitaire. Les déplacements dans cette zone sont faibles (vitesse moyenne << 0.01 m.jour⁻¹).

- Période du 7 octobre 2009 au 13 octobre 2010 (erreur du MNT différentiel: $\mu = -0.05$ cm, $\sigma = 0.02$ cm) :

Cette période est caractérisée par une cinématique identique à celle de 2008 (un apport positif de matériaux au pied de l'escarpement et un affaissement continu du replat). Des déplacements d'environ 1.70 m sont déterminés pendant cette période (vitesse moyenne < 0.01 m.jour⁻¹).

Au printemps, la zone d'ablation est donc caractérisée par un remplissage important de matériaux provenant de l'escarpement principal. Entre 2008 et 2009, environ 30'000 m³ de matériaux s'est détaché de l'escarpement principal, contre environ 900 m³ entre 2009 et 2010. En été et en automne, l'apport de matériaux est déficitaire et la zone subit une vidange importante due à l'incorporation des matériaux éboulés dans la zone de transit de la coulée. La cinématique de la zone de transit est actuellement suivie en continu par un système automatique de photogrammétrie dont les résultats sont présentés dans le chapitre suivant (§ 5.3.2). L'activité exceptionnelle de la coulée en 2008 y est particulièrement mise en évidence. Des levés au scanner laser terrestre ont également été effectués (§ 5.3.3.1).

A

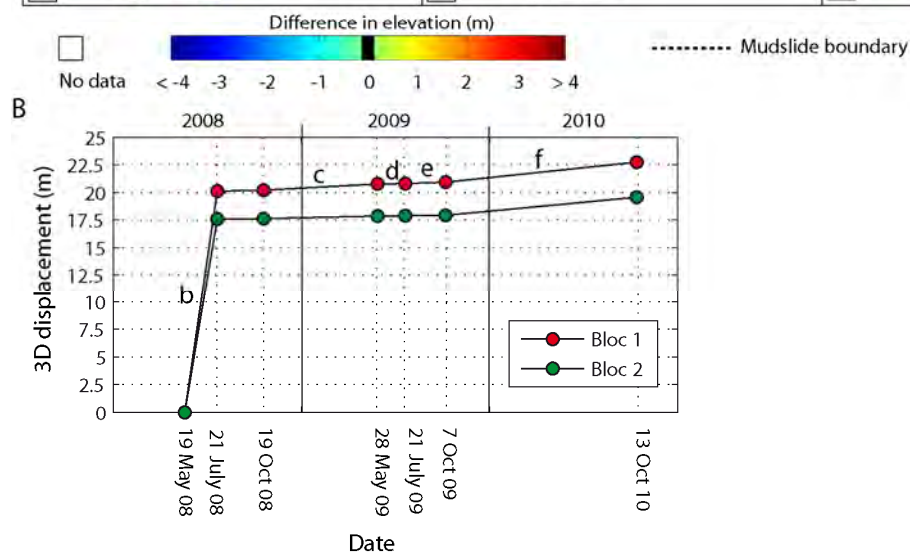
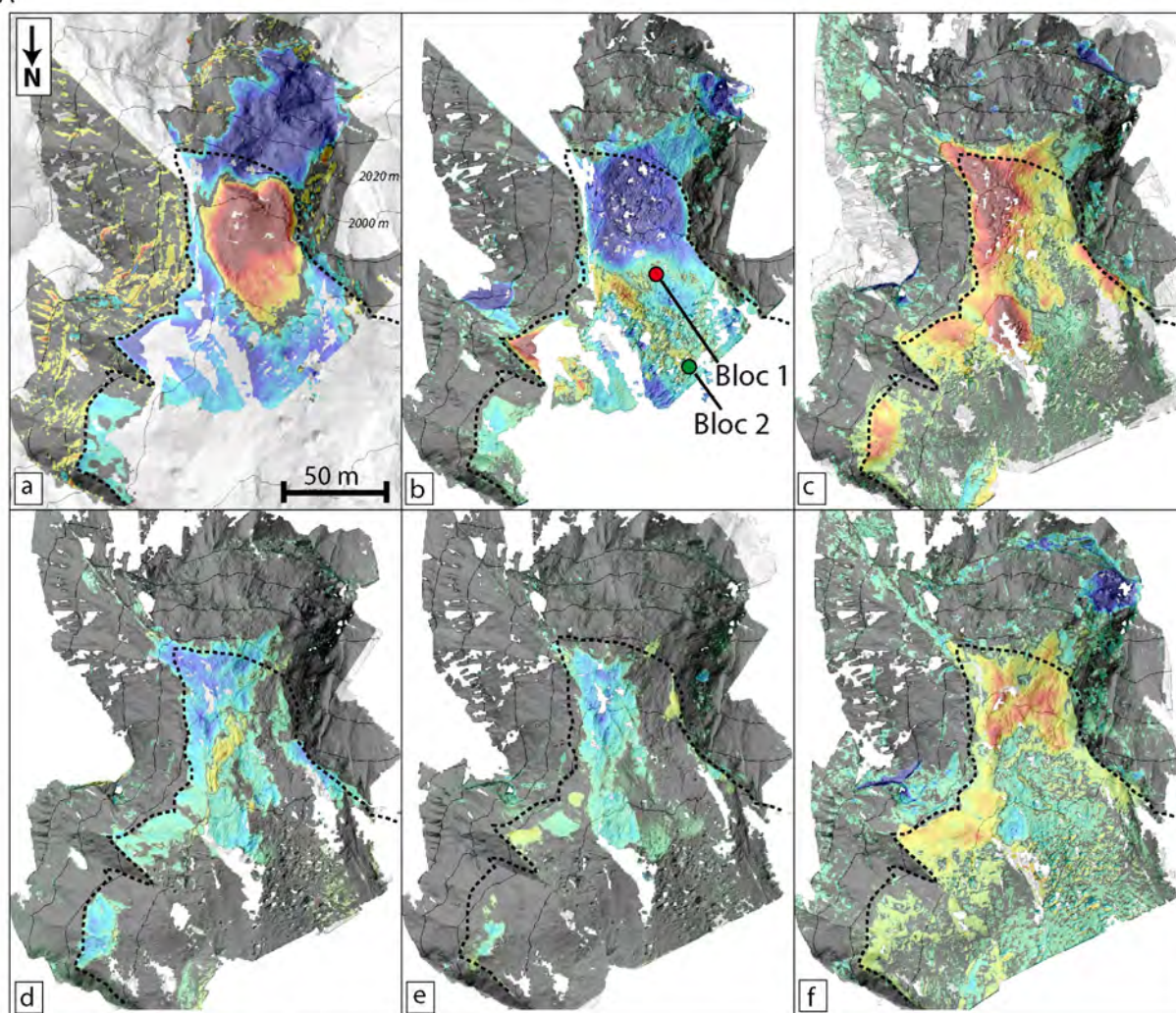


Figure 5.14 - Cinématique du replat supérieur à la base de l'escarpement de la coulée, A) cartes des zones d'accumulation (valeurs positives) et d'ablation (valeurs négatives) pour la période du 14 octobre 2007 au 19 mai 2008 (a), la période du 19 mai 2008 au 21 juillet 2008 (b), la période du 19 octobre 2008 au 28 mai 2009 (c), la période du 28 mai 2009 au 21 juillet 2009 (d), la période du 7 octobre 2009 au 13 octobre 2010 (e), B) déplacements cumulés.

5.3.2 Analyse de la cinématique de la zone de transit.

La cinématique de la zone de transit a été suivie par scanner laser lors de l'expérimentation d'infiltration de pluie réalisée du 13 au 20 juillet 2007 (§ 2.5). Elle est également suivie par un système automatique de photogrammétrie terrestre dont les détails sont présentés sous la forme d'un article actuellement en 3^{ème} révision dans la revue *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* (IF: 2.308).

Titre: Correlation of multi-temporal ground-based images for landslides monitoring : application, potential and limitations.

Auteurs: Travelletti J., Delacourt C., P. Allemand, Malet J.-P., Schmittbuhl J., Toussaint R., Bastard M.

5.3.2.1 Article: *“Correlation of multi-temporal ground-based images for landslides monitoring: application, potential and limitations”*

Résumé :

L'objectif de ce travail est de présenter une méthode peu coûteuse pour suivre les déplacements continus de glissements par corrélation d'images optiques terrestres. La performance de la méthode est évaluée sur une série d'images acquises sur le glissement-coulée de Super-Sauze en 2008 et 2009. Le système d'acquisition permanent est composé d'un appareil photographique haute résolution contrôlé par une station *Campbell* CR10 et fixé à un socle en béton positionné sur une crête stable face au glissement-coulée. Les images sont corrélées en pleine résolution dans leur géométrie d'acquisition à l'aide d'une fonction de corrélation croisée normalisée. Les déplacements 2D sont ensuite orthorectifiés au moyen d'un MNT haute résolution interpolé à partir de données LiDAR aéroportées. Le champ de déplacement hétérogène de la coulée peut ainsi être caractérisé spatialement et temporellement dans le système de coordonnées locales. Les déplacements sont validés par levés au GPS différentiel. Les sources d'erreurs sont ensuite discutées. La plus importante limitation de la technique est liée aux conditions météorologiques, aux changements d'illumination et aux conditions de surface pouvant induire une perte partielle ou totale de cohérence entre les images. Les mouvements de l'appareil photographique et l'utilisation d'un unique MNT sont les principales sources d'erreur affectant la qualité de l'orthorectification du champ de déplacement. La méthodologie proposée peut être appliquée de manière automatique sur une série d'images. Elle offre ainsi des perspectives intéressantes à des fins opérationnelles de surveillance de glissements de terrain.

Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring: application, potential and limitations

Julien Travelletti^{a,b}, Christophe Delacourt^c, Pascal Allemand^d, Jean-Philippe Malet^a, Jean Schmittbuhl^a, Renaud Toussaint^a, Mickael Bastard^a

^a Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, Université de Strasbourg / EOST, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France. E-mail: julien.travelletti@unistra.fr

^b GEOPHEN - LETG, CNRS UMR 6554, Université de Caen Basse-Normandie, Caen, France

^c Institut Universitaire Européen de la Mer, CNRS UMR 6538, Université Européenne de Bretagne, Brest, France.

^d Laboratoire des Sciences de la Terre, CNRS UMR 5570, Université de Lyon & Ecole Normale Supérieure, Lyon, France.

Abstract

The objective of this work is to present a low-cost methodology to monitor the displacement of continuously active landslides from ground-based optical images analyzed with a normalized Image Correlation technique. The performance of the method is evaluated on a series of images acquired on the Super-Sauze landslide (South French Alps) over the period 2008-2009. The image monitoring system consists in a high resolution optical camera installed on a concrete pillar located on a stable crest in front of the landslide and controlled by a datalogger. The data are processed with a cross-correlation algorithm applied on the full resolution images in the acquisition geometry. Then, the calculated 2D displacement field is orthorectified with a back projection technique using a high resolution DEM interpolated from Airborne Laser Scanning (ALS) data. The heterogeneous displacement field of the landslide is thus characterized in time and space. The performance of the technique is assessed using differential GPS surveys as reference. The sources of error affecting the results are then discussed. The strongest limitations for the application of the technique are related to the meteorological, illumination and ground surface conditions inducing partial or complete loss of coherence among the images. Small movements of the camera and the use of a mono-temporal DEM are the most important factors affecting the accuracy of the ortho-rectification of the displacement field. Because the proposed methodology can be routinely and automatically applied, it offers promising perspectives for operational applications like, for instance, in early warning systems.

Keywords: image cross-correlation; image matching; landslide; time-lapse photography; displacement monitoring

1. Introduction

Displacement monitoring of unstable slopes is a crucial tool for the prevention of hazards. It is often the only solution for the survey and the early-warning of large landslides that cannot be stabilized or that may accelerate suddenly. The choice of an adequate monitoring system depends on the landslide type and size, the range of observed velocity, the required frequency of acquisition, the desired accuracy and the financial constraints. Displacement monitoring techniques applied on landslides can be broadly subdivided in two main groups: geodetic and remote-sensing techniques.

Geodetic surveying consist in detecting geometrical changes in the landslide topography by measuring geometric parameters such as angles, distances or differences in elevation (e.g. levelling, tacheometry; Meissl & Naterop, 1995). These techniques necessitate the installation of targets in and

outside the landslide and in measuring their position at different times. They have the advantage to be very accurate (0.2 to 2.0 cm) with a high potential of automation (Malet et al., 2002; Jaboyedoff et al., 2004; Foppe et al., 2006). Furthermore, many authors demonstrated the efficiency of permanent (Malet et al., 2002) and non-permanent (Squarzoni et al., 2005; Brunner et al., 2007) differential Global Positioning System (dGPS) for landslide monitoring with a centimetric accuracy during any daytime and weather conditions. However, because landslides can show highly variable displacement rates in time and space according to the local slope conditions (bedrock geometry, distribution of pore water pressures), the major drawbacks of the geodetic techniques are (1) to provide only discrete point measurements of the displacement and (2) the costs of installation and maintenance of the survey network. They are usually only justified in the case of a real risk for the population.

Remote-sensing techniques are interesting tools to obtain spatially-distributed information on the kinematics (Delacourt et al., 2007) and can be operational from spaceborne, airborne and ground-based platforms. Remote-sensing techniques give the possibility to discriminate stable and unstable areas and to map sectors within the landslide with different kinematics from a regional to a local scale. They are also useful tools for a process-based analysis of the deformation field affecting the slope (Casson et al., 2005; Teza et al., 2008; Oppikofer et al., 2008). In the last decades, the development of ground-based platforms for landslide monitoring at the local scale provided many advantages over spaceborne and airborne platforms despite a shorter spatial coverage (Corsini et al., 2006). The geometry and frequency of acquisitions are more flexible and adaptable to any type of local environment. In addition permanent installations of ground-based platforms allow continuous monitoring (Casagli et al., 2004; Delacourt et al., 2007). Three main categories of ground-based remote sensing techniques are used in landslide monitoring: Ground-Based Synthetic Aperture Radar Interferometry (GB-InSAR), Terrestrial Laser Scanning (TLS) and Terrestrial Optical Photogrammetry (TOP). A non exhaustive review of the main advantages and disadvantages of these techniques is presented in Table 1. Detailed reviews of the application of GB-InSAR and TLS to landslides can be found in Luzi (2010), Corsini et al. (2006), Tarchi et al. (2003), Jaboyedoff et al. (2010), Teza et al. (2007, 2008) and Monserrat & Crosetto (2008). A state-of-the art of the application of TOP to landslide and related geomorphological processes is given below.

TOP is a technique with implementation, operating and equipment costs much lower than GB-InSAR and TLS. The technique consists in acquiring digital RGB images represented using a matrix of intensity values (brightness) recorded at each pixel of the Charge Coupled Device (CCD) of the camera from a spot very close to the ground (Jiang et al., 2008). In the last decades, camera self-calibration and analytical processing techniques allow the use of non-metric cameras and of simplified camera calibration algorithms to compute digital elevation models using the principle of stereoscopic views (Mikhail et al., 2001; Jiang et al., 2008). In the current state, the application of terrestrial images for landslide monitoring is mostly related to the production of DEMs for image ortho-rectification and sediment budget analysis (Bitelli et al., 2004; Pesci et al., 2004; Cardenal et al., 2008), and more recently to the characterization of the slope morpho-structure (Lim et al., 2005; Sturzenegger & Stead, 2009).

Table 1
Relative advantages and disadvantages of GB-InSAR, TLS and TOP for landslide monitoring.

Techniques	Relative advantages	Relative disadvantages
GB-InSAR	High data accuracy possible (millimetric accuracy)	Requires large initial investment if buying
	Monitoring during night and any type of weather conditions	Skilled crew required for operation
	Atmospheric effects can be corrected (permanent scatterers)	Displacement along line of sight
	Potential for high level of automation in acquisition and post-processing	Fails in detecting large and rapid displacements (signal decorrelation) Sensitive to changes in acquisition geometry and surface state variations
TLS	High data accuracy possible 1-4 cm (at 100 m range); 30 cm (at 1000 m range)	Requires large initial investment if buying
	Provide an easily understandable image	Skilled crew required for operation
	Potential for high level of automation in acquisition	Computation of the true 3D displacements require specific algorithms optimized for calculations on large 3D point clouds Large amount of computational resources for the spatial data visualization
		Automated data post-processing difficult
TOP	High data accuracy possible from millimeters to a few centimeters at 100 m range	Adverse weather and illumination changes affects image quality
	Provide an easily understandable image	Not operating during the night
	Low initial cost and operating cost	Very Sensitive to changes in acquisition geometry and surface state variations
	Low energy supply (passive sensors)	Ortho-rectification using accurate DEM is necessary for quantitative analysis
	Potential for high level of automation in acquisition and post-processing	Ground control points necessary for camera calibration
	Simple camera calibration Simple matching algorithms available to produce DEMs and to compute 2D displacement fields	

Using matching techniques, two-dimensional displacement fields can be derived by tracking objects in two images acquired at different time. So far, Image Correlation techniques have been applied only on aerial and satellite images (e.g. SPOT, QuickBird, OrbView, EROS) for the creation of landslide displacement maps (Casson et al., 2003; Delacourt et al., 2004; LePrince et al., 2008; Debella-Gilo & Käb, 2010). The use of Image Correlation on terrestrial images has not been as popular for permanent landslide monitoring as in other application field such as in solid and fluid mechanics for the characterization of the deformation pattern of soil/rock samples (White et al., 2003; Chambon et al., 2003; Kuntz et al., 2005) or for the monitoring of other natural processes such as ice glaciers (Corripio et al., 2004; Fallourd et al., 2010; Maas et al., 2008) or volcanoes (Honda & Nagai, 2002). Only Delacourt et al. (2007) demonstrated an efficient application of TOP for landslide monitoring which consisted in the determination of the landslide boundaries and in the qualitative estimation of the spatial variability of displacement at the La Clapière landslide (French Alps) with an image acquisition system installed at 1 km-distance.

Generally, the 2D displacements (in pixel) evaluated by the correlation algorithm have an accuracy of about 0.2 pixel (Casson et al., 2005; Delacourt et al., 2007) in the image plane, corresponding to an accuracy of millimeters to several centimeters for distances of about 100 m in the local coordinate system (Kraus & Waldhäusl, 1994).

The objective of this work is therefore to evaluate the potential and the limitations of TOP for the permanent monitoring of landslide using Image Correlation techniques. The dataset of images available for the Super-Sauze landslide (South French Alps) for the period 2008-2009 is used. First, the steps in the data acquisition and data processing (Image Correlation, ortho-rectification) are presented and the results are evaluated using the displacement of benchmark measured by dGPS. Second, the main advantages and disadvantages of the method and the influence of external factors on the precision and the accuracy of the results are discussed.

Throughout this work, the accuracy is defined as the systematic difference between a measured quantity and the true value, and precision is defined as the random difference between multiple measurements of the same quantity.

2. Experimental Site: the Super-Sauze landslide

To evaluate the potential of correlation of ground-based images for landslide monitoring, the dataset available at the Super-Sauze landslide, triggered in the Callovo-Oxfordian black marls of the South French Alps (Alpes-de-Haute-Provence, France; Fig. 1) is used. The landslide is located in the upper part of the Sauze torrential catchment. In the 1960s, the area was affected by rock failures in the scarp area. The failed material composed of rocky panels progressively transformed into a silty-sandy matrix integrating marly fragments of heterogeneous sizes through successive weathering cycles (Malet et al., 2003). From the 1970s until today, the landslide material is gradually filling a torrential stream with a typical range of displacement rate comprised between 1 to 3 cm.d⁻¹ on average and possible acceleration of up to 40 cm.d⁻¹ (Malet et al., 2002). In 2007, the mudslide extents over a distance of 920 m between an elevation of 1980 m at the scarp and 1760 m at the toe with an average width of 135 m and a average slope of 25°. The total volume is estimated at 560,000 m³ (Travelletti & Malet, 2011-in press).

The kinematics of the landslide is currently monitored by differential Global Positioning System (dGPS), Terrestrial Laser Scanning (TLS) and by a remote camera monitoring system. This instrumentation consists in a low-cost D70 Nikon reflex digital camera installed on a concrete pillar located on a stable crest in front of the landslide at a distance of 300 m from the lower part and 900 m from the main scarp (Fig. 1A, B, C). The acquisition system is controlled by a datalogger (Campbell CR10) and the power is provided by a 40 W solar panel. The characteristics of the acquisition are presented in Table 2. Every four days, a serie of images is acquired at 11:00, 12:00, 13:00 and 14:00 GMT in order to increase the probability of acquiring at least one image with good meteorological and illumination conditions. Each photograph (6 Mb) is stored in the Nikon native file format (NEF – Nikon Electronic Format) to avoid any loss of information.

Table 2
Characteristics of the camera acquisition systems

Type of Camera	Single-lens reflex Nikon digital camera
Effective Pixels	6.1 million
Image Sensor	RGB CCD, 23.7 x 15.6 mm
Image Size	3008 x 2000 pixels
Sensitivity	400 iso
Focal length	52 mm
Shutter speed	1/800
Storage Media	CompactFlash™ (CF) Card
Storage System	NEF (Nikon RAW)

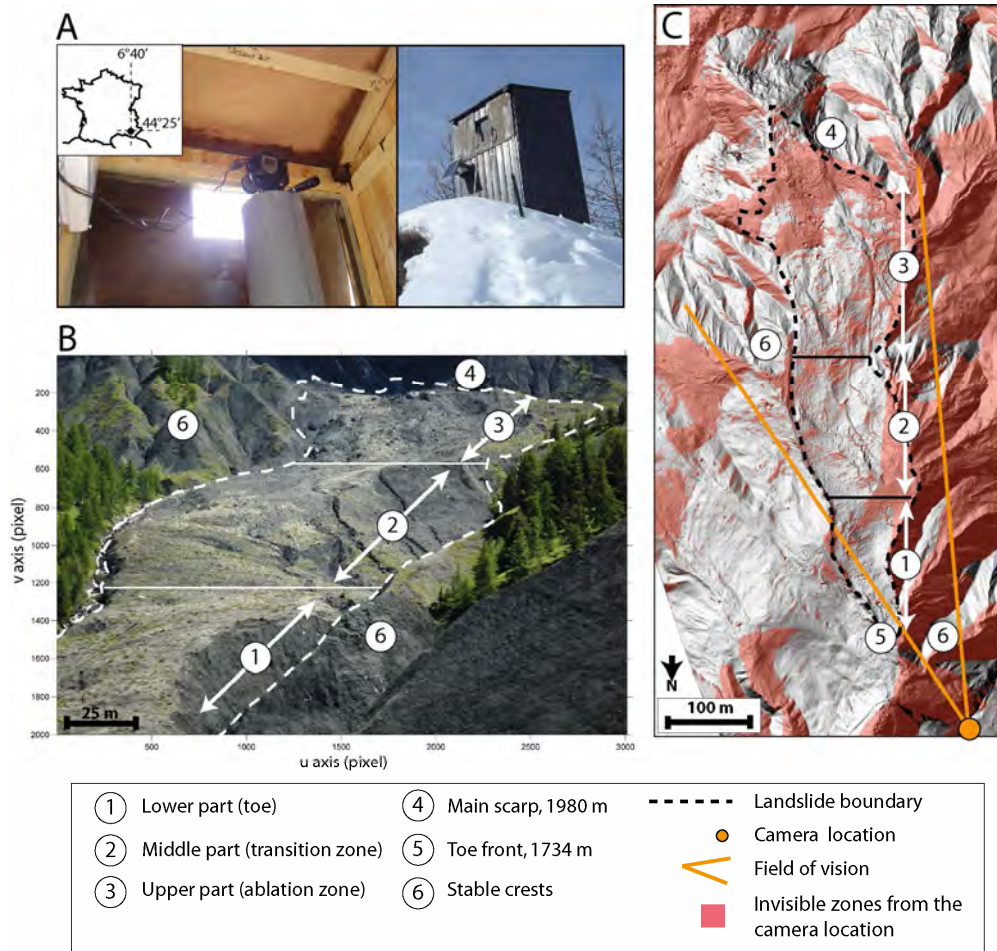


Fig. 1. Overview of the Super-Sauze mudslide (South French Alps). (A) Monitoring system by terrestrial optical photography. (B) Image acquired by the monitoring system presenting the different parts of the landslide from the camera location. (C) View of the landslide morphology in the local coordinate system on a shaded relief computed with a 0.25 m resolution DEM interpolated from airborne-LiDAR data acquired in July 2009. The invisible areas from the camera location are indicated.

3. Methodology

The steps in the data processing workflow consist in (1) correlating the images by pairs in their original acquisition geometry, and (2) orthorectifying the calculated displacement fields using a high-resolution digital elevation model interpolated from airborne LiDAR data. The images presenting the best ground texture contrast and the most homogeneous lightening are manually selected. The detailed methodology is summarized in Fig. 2 and described below.

3.1. Principle of the Image Correlation technique

The 2D displacement field is obtained by correlating two optical images acquired at different time. The Image Correlation technique is based on the

automatic identification of identical texture patterns within an image by maximizing a correlation function (Lewis, 1995; Baratoux et al., 2001; Debella-Gilo & Käab, 2010). Its principle adapted for landslide kinematics analysis is described in Delacourt et al. (2007). Visible ground features have to be superimposed on two successive images on stable parts located outside the landslide. On the areas affected by landslide movements, the visible and recognizable features are shifted by the displacements. In order to quantify the

ground displacements, a correlation window is defined on a reference (often the oldest) image. The corresponding window is searched in a pre-defined explored area belonging to the second image. The starting point of this explored area is the expected

position of the window with the assumption that no displacement occurred between two acquisitions.

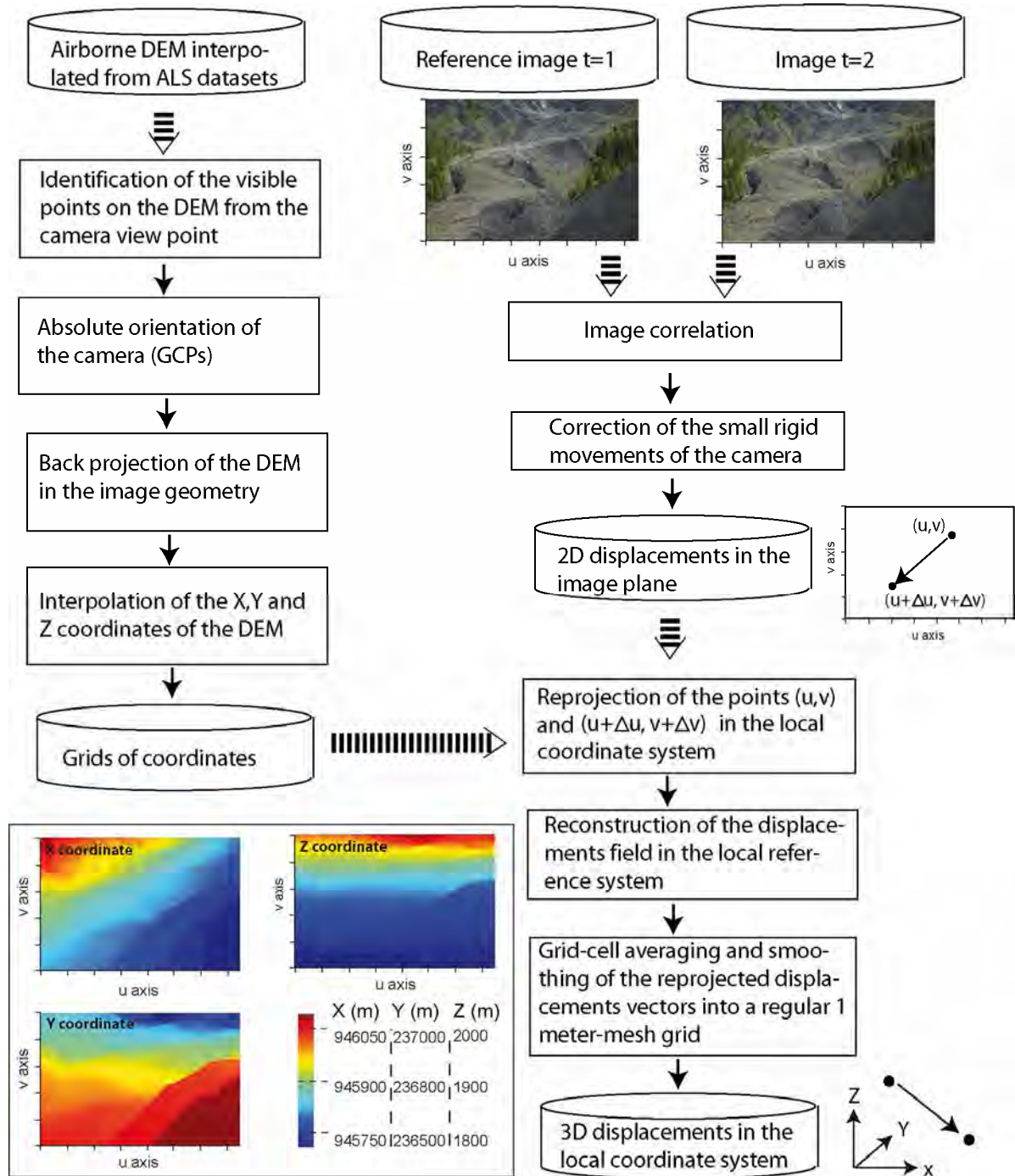


Fig 2. Flowchart of the methodology

The process is repeated for each pixel of the reference image. The Euclidean distance between the reference point and the matching point represents the displacement amplitudes in the image plane. By modifying the zone of interest, it is then possible to determine the displacements at various positions within the images. It is important to note that the normalized cross-correlation technique cannot track objects that start to rotate significantly or are affected by important perspective distortions (Lewis, 1995).

The size of the correlation window is a compromise between the desired accuracy on the displacement estimates and the spatial resolution of the velocity field (Delacourt et al., 2007). An increase of the size of the correlation window ensures a good signal to noise ratio and thus a good precision, but the accuracy on the displacement estimates decreases because of their averaging on a larger correlation window. This compromise is difficult to define when some parts of the landslide are well represented in terms of ground texture while others parts are not. Hierarchical correlation techniques allow one to overcome this problem by automatically changing the physical size of the correlation window and of the explored area during the correlation computations. The physical size is defined as the effective landslide surface covered by the correlation window (Rohaly, 2002; Aloui & Ibn-Elhaj, 2009).

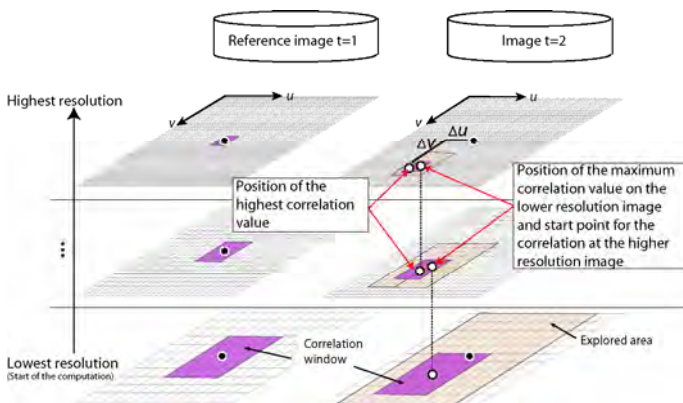


Fig. 3. Principle of the normalized hierarchical image correlation.

In this work, a sub-pixel hierarchical correlation technique is used (Hild, 2003; Chambon, 2003; Bastard, 2009). The RGB images are first converted in gray-scale images on which a 3x3 pixel Sobel convolution matrix is applied to highlight the ground surface texture. The gradient values are then correlated (Chambon, 2003). Four successive degradations of the image resolution are applied following a pyramidal approach for changing the physical size of the correlation window and of the

explored area by down-sampling the gradient values of the full resolution image (D'Antone, 1995; Kumar & Banerjee, 1998) (Fig. 3). The optimum sizes of the correlation window (16x16 pixels) and of the explored area (32x32 pixels) were identified with a trial and error procedure. These parameters are constant during the correlation computation. The correlation starts with the lowest resolution image in order to determine the largest displacements. Then the location of the pixel with the maximum cross-correlation value is used as the centre of the zone of interest for the next correlation step at a higher resolution. The spatial location of the maximum correlation value in the highest resolution image is thus progressively better estimated (Fig. 3). Ignoring high resolution information at the first computational step decreases the probability to reach a local minimum of the correlation function and, consequently, to obtain a wrong matching in the correspondence solution (Aloui & Ibn-Elhaj, 2009). In addition, this approach ensures very often a higher probability of detecting a reliable correlation peak (Anandan et al., 1993). The sub-pixel displacement is computed after the correlation at the highest resolution image. An iterative procedure is used to find the maxima of the correlation function interpolated with a bi-parabolic formula and with a maximization procedure based on the simplex method (Press et al., 1997; Chambon, 2003).

The correlation results consist in matrices of displacement Δu and Δv along the u - and v -axes in the image plane with their associated correlation index (Fig. 3). Because the pixel size is not constant in the image due to the oblique acquisition, the displacements field correlated in the image plane cannot be directly interpreted in terms of metric displacements. Therefore an orthorectification procedure is necessary for a quantitative analysis of the displacement fields.

3.2 Ortho-rectification of the displacement field using high-resolution digital elevation models (DEMs)

The orthorectification procedure consists in transforming the central projection of the image into an orthogonal view of the ground by correcting the effects of various distortion sources such as camera orientation, topographic effects and lens characteristics (Kraus & Waldhäusel, 1998). In terrestrial photogrammetry, distortions induced by topography effects are the most important due to the oblique acquisition of the images. The orthorectification converts the initial (u, v) and the final $(u + \Delta u, v + \Delta v)$ positions of the displacement vectors in a local coordinate system. The conversion is possible if a Digital Elevation Model (DEM) of the object is available in order to relate two-dimensional pixel

positions in the image plane to three-dimensional points in a local coordinate system using parametric approaches (Hemmle & Wiedemann, 1997).

In our approach, the rotation angles defining the external orientation of the camera are first determined using the relationship between the image coordinates (u,v) and the local coordinates system (X,Y,Z) given by the collinearity equations (Bonneval 1972, Kraus & Waldhäusel, 1994). These equations are based on the principle that each point in the local coordinate system is projected with a straight line through the projection center (origin of the camera) into the image plane. Knowing the exact location of the camera and assuming that the principal point coordinates is at the center of the image, the external angle and the effective focal length defining respectively the absolute orientation and the internal parameter of the camera can be determined with Ground Control Points (GCPs; Heikkilä & Silven, 1997; Corripio, 2004).

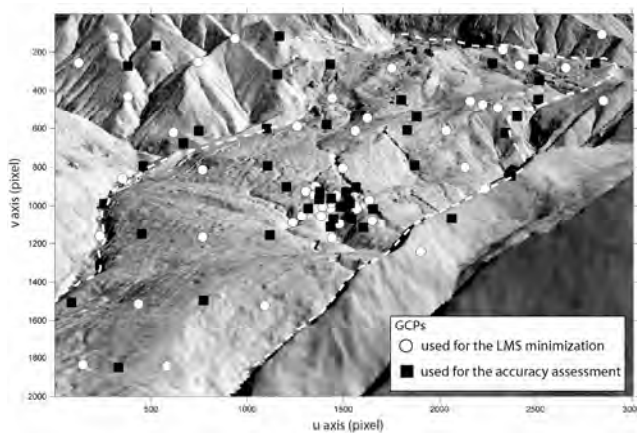


Fig.4. Location of the GCPs used for the Least Mean Square minimization (LMS) and for the accuracy analysis on a shaded relief image. The shaded relief image is produced by interpolating the shaded relief values of the ALS DEM of 2009 projected in the image plane.

In our case, a serie of 95 pairs of GCPs distributed on the image plane and in the local reference system were measured with dGPS (Fig. 4). The centers of the GCPs are positioned in the local coordinate system with an average 3D accuracy of 0.02 m and a standard deviation of 0.01 m. The coordinates (u,v) of the GCPs in the image plane are determined by manual picking with an estimated accuracy of about 2 pixels. Among the 95 GCPs, 45 are used to compute the external parameters and 40 are kept to calculate the accuracy of the transformation (section § 5.2.1). A least mean square minimization technique based on a Direct Linear Transformation (DLT) and Singular Value Decomposition (SVD) between observed and calculated GCPs in the image plane is used to determine the

external and internal parameters that satisfy the collinearity equations (Abdel-Aziz & Karara, 1971, Heikkilä & Silven, 1997).

Then, two DEMs (0.25m mesh-size, 3D error of 0.07 m) interpolated from Airborne Laser Scanning (ALS) dense point clouds acquired in October 2007 and July 2009 are used to orthorectify the displacements. A back projection of the DEMs is applied in the image plane using the external and internal parameters of the camera previously determined with the GCPs (Mikhail et al., 2001; Corripio, 2004). Only the points of the DEMs visible from the camera viewpoint are back projected to avoid duplicate points in the same position in the image plane. The sightline method is used to identify the visible points (Fig. 1C; Fisher, 1994; Franklin & Ray, 1994). About 57 % of the landslide area is visible from the camera view point. No displacements can be determined in the invisible areas. The 3D coordinates of the projected DEMs are then linearly interpolated in the image plane to allocate a triplet of X,Y,Z coordinates to each initial point (u,v) and each final point $(u+\Delta u, v+\Delta v)$ of the correlated displacements. a re-projection of the displacement vector components in the local reference system is then applied. The displacement components in the local coordinate system are finally averaged and smoothed in a regular grid with a mesh size of 1m.

The use of a mono-temporal DEM for the orthorectification of the initial point (u,v) and the final point $(u+\Delta u, v+\Delta v)$ of the displacement vectors is a strong hypothesis that the global landslide morphology remains constant over the period. It affects the accuracy of the transformation of the displacement vector in the local coordinate system. However, it will be further demonstrated that this method is still a relevant estimation for our purpose with reference to the amplitude of the observed displacements (section § 4.2).

3.3 Image resolution at the terrain surface

The effective (e.g. ground) pixel size is one of the limiting parameters for the accuracy of the correlation (Fig. 5A). It determines the minimum theoretical displacement that can be detected for a pixel-level correlation. Below this displacement threshold, the accuracy solely depends on the accuracy of the sub-pixel correlation. The effective pixel size depends on (1) the distance between the object and the camera and (2) the angle of incidence which is defined as the complementary angle between the line of sight of the camera and the normal to the terrain surface (Fig. 5B). A low incidence angle means that the line of sight is nearly tangential to the topography.

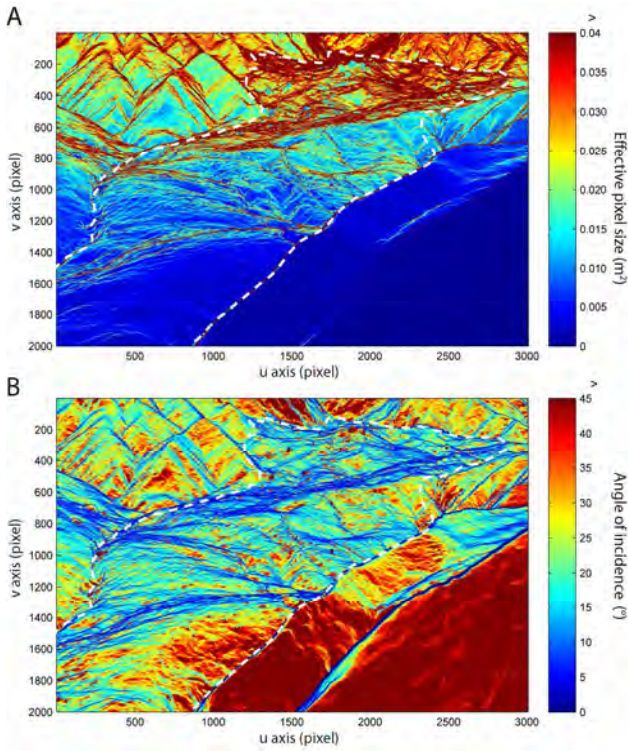


Fig. 5. Characteristics of the images: (A) Effective pixel size calculated with the ALS DEM of 2009 projected in the image geometry (in m^2); (B) Angle of incidence (in degrees).

Globally, the incidence angle on the landslide ranges from 0° to 40° and the pixel size varies from $1.10^{-2} m^2$ in the lower part (at an average distance of 300m) to $3.10^{-2} m^2$ in the upper part of the landslide (at an average distance of 900 m; Fig. 5A,B). The upper part is characterized with a pixel size often larger than $0.04 m^2$, especially in areas where the angle of incidence is less than 5° . Therefore the lowest accuracy is expected in this region because the detection of small Δv and Δu displacements can correspond to important ΔX , ΔY , ΔZ metric displacement. Approximately half of the number of pixels in the image plane inside the landslide area show a metric sensitivity of less than 0.17 m for one pixel displacement along the v -axis and of less than 0.07 m along the u -axis. The minimum displacements for a pixel-level correlation in respectively the u and v -direction are 0.04 m and 0.06 m in the lower part of the landslide and 0.09 m and 0.11 m in the upper part. In areas where the incidence angle is less than 5° , the minimum displacement that can be detected drastically increases. Therefore no strong confidence is given to areas whose incidence angle is lower than 5° .

3.4 Post-processing: displacements filtering

Filtering criteria are necessary to remove the badly correlated points and improve the signal to noise ratio (Casson et al., 2003; Berthier et al., 2005; Wangenstein et al., 2006; Debella-Gilo & Kääb, 2010). Three criteria are used in this work to filter aberrant displacements in the image plane coordinate system and in the local coordinate system. There are based on:

- The value of the correlation peak coefficient: loss of coherence can occur during the computations because changes in surface states between a reference image and the correlated image are high, resulting thus in low correlation coefficients. Defining a threshold value has the consequence to increase the percentage of realistic displacements. A high threshold coefficient of $r=0.6$ was selected to remove the badly correlated points. However, the correlation peak coefficient alone is not a sufficient discriminating criterion because some points can display a high correlation coefficient even if they do not represent the same object (e.g. two trees or large stones having the same geometry; Casson et al., 2005);
- The value of displacement amplitude and direction: points characterized by upslope displacement and important displacement amplitude with reference to a priori knowledge on the landslide kinematics are filtered.
- The displacements assigned to invisible points from the camera viewpoint because of small orthorectification errors in the conversion to the local coordinate system.

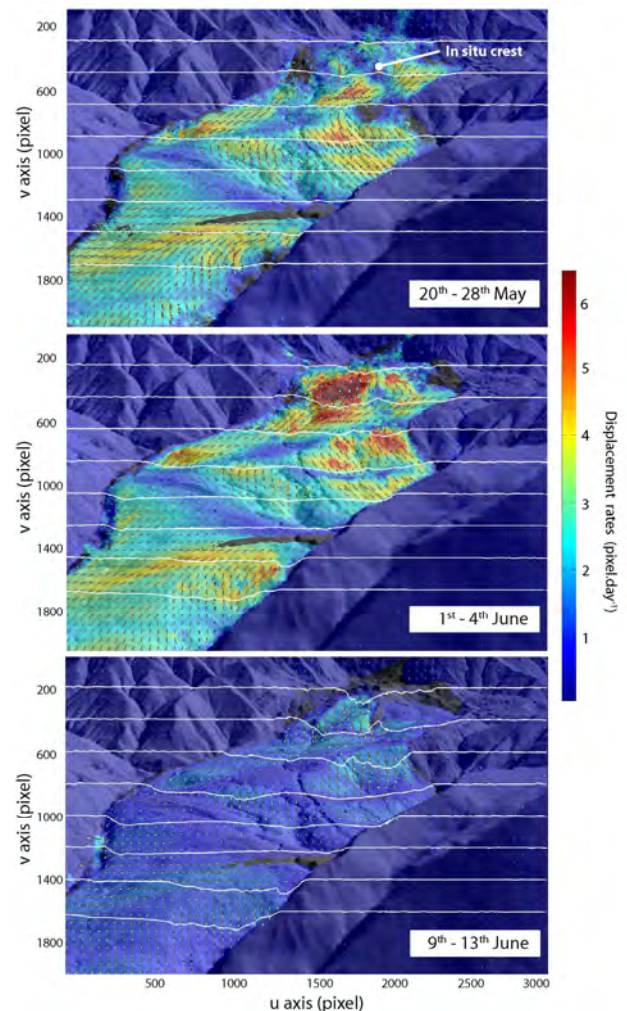
Table 3

Quantity of interpretable displacement values in summer and in autumn after filtering according to the location in the landslide (Fig. 1)

	Total		1. Correlation coefficient > 0.6		2. Downslope displacements		3. Displacements in visible areas	
	Absolute quantity of values (-)	Relative quantity of values (%)	Absolute quantity of values (-)	Relative quantity of values (%)	Absolute quantity of values (-)	Relative quantity of values (%)	Absolute quantity of values (-)	Relative quantity of values (%)
23 July - 27 July 2008								
Upper part	210637	100	197139	93.6	164275	78	161221	76.5
Middle part	24821	100	23612	95.1	23266	93.7	22343	90
Lower part	61979	100	61255	98.8	59989	96.8	57801	93.3
Whole landslide	297437	100	282006	94.8	247530	83.2	241365	81.1
19 Oct. - 23 Oct. 2008								
Upper part	210637	100	183570	87.2	82149	39	74798	35.5
Middle part	24821	100	22847	92.1	20751	83.6	18672	75.2
Lower part	61979	100	61762	99.7	60019	96.8	57510	92.8
Whole landslide	297437	100	268179	90.2	162919	60.4	150980	50.8

Table 3 presents the results of the filtering on the total number of correlated points. Displacements correlated from images acquired in the summer season (23–27 July 2008) and in the autumn season (19–23 October 2008) highlight the differences in the number of remaining values for the two seasons. The amount of remaining point after filtering varies between 80% and 90% in the summer period and can decrease to 50% in the autumn period. This is mainly explained by the different illumination conditions (low sun elevation) that affect the quality of the correlation. This aspect will be discussed further in section §6.1.3. The upper part of the landslide is the most affected by the filtering. This area generally shows a percentage of remaining values lower than in the middle and lower parts of the landslide. This is explained by the fact that the upper part has a more chaotic morphology. Consequently the effects of illumination changes are more important than in the middle and the lower parts, especially in autumn. In addition, the angle of incidence in this area can be low (5 to 10°) and thus sensitive to slight movements of the camera.

Fig. 6. Displacement rates amplitude (color) and direction (arrows) in the image plane and cumulated displacements along eight profiles crossing the landslide over the period 20 May–25 June 2008. In order to highlight the displacement direction, the arrow length is normalized for each image.



4. Results

4.1 Displacement maps of the landslide

A set of images over the period May–July 2008 is used to illustrate the potential of the technique for the characterization of the kinematics during an acceleration period triggered by high rainfall amounts and a fast melting of the snow cover.

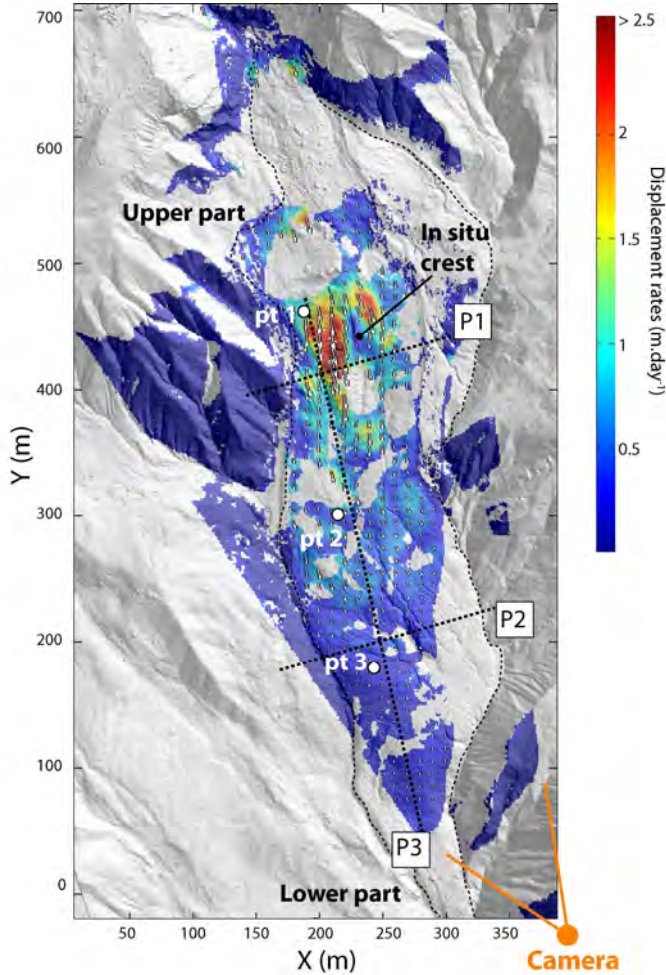


Fig. 7. Displacement rates map for the period 1–4 June 2008. The profiles P1, P2 and P3 refer to Fig. 8 and the locations pt 1, pt 2 and pt 3 refer to Fig. 12.

Figure 6 shows an example of displacement rate (in $\text{pixel} \cdot \text{day}^{-1}$) of the ground surface in the image plane derived from image pairs of 20–28 May, 1–4 June and 9 June–13 June. The reference is the image of 20 May. The contrast in displacement rates between the landslide area and the stable area gives confidence on the calculated velocity field. One can notice that the pattern of displacement rate is heterogeneous spatially and temporally. The upper part of the landslide displays the highest velocity ranging from 1 to 7 $\text{pixels} \cdot \text{day}^{-1}$ while the lower part displays velocity of less than 4 $\text{pixels} \cdot \text{day}^{-1}$.

¹. No quantitative comparisons can be carried out at this stage because the pixel sizes vary strongly in the image (Fig. 5A). From the 20 May to the 13 June, cumulated displacements up to 110 pixels are observed in the upper part. The maximum of displacement rate is observed around the 1st June. Then the landslide decelerates to displacement rate of about 1 $\text{pixel} \cdot \text{day}^{-1}$.

Some local specific displacement patterns are also clearly highlighted. For instance, the presence of a stable *in-situ* crest located in the landslide body is perfectly identified in the correlated images.

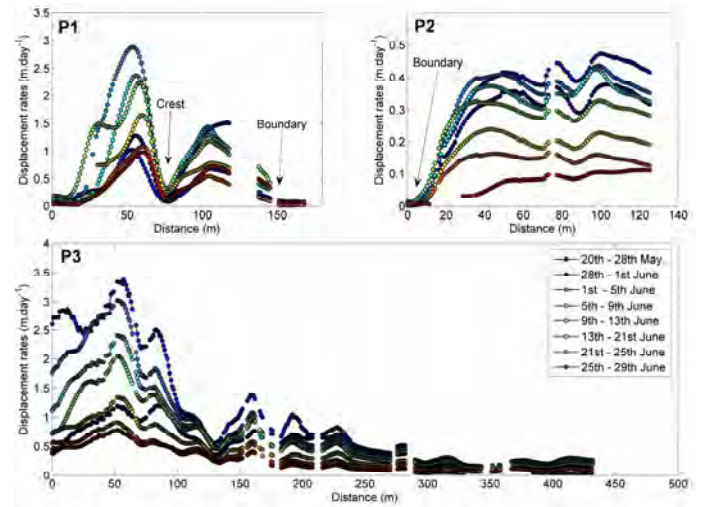


Fig. 8. Profiles of displacement rates in the upper (P1), middle (P2) and lower (P3) parts of the landslide. The location of the profiles is indicated in Fig. 7.

Figure 7 presents the amplitude of the 3D orthorectified displacement rates for the period 1–4 June in the local coordinate system. The difference of kinematics between the upper (until 3 $\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$) and the lower (until 1 $\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$) parts becomes more evident than in the image plane. The geometrical effect induced by the presence of the stable *in-situ* crest on the landslide kinematics is also clearly pointed out. The temporal evolution of the displacement rates is illustrated with two transversal profiles and one longitudinal profile on Figures 7 and 8. The difference of displacement rates between the upper and the lower part of the landslide is particularly pointed out.

The precision of the computed displacements is assessed by performing a null hypothesis on the stable areas (Berthier et al., 2005; Casson et al., 2003). Only the points with a correlation coefficient $r > 0.8$ are taken into account. In the image plane coordinate system, the average error μ range from 0.5 to 0.9 pixels with standard deviation σ of 0.3 to 1.2 pixels for the image pairs between the 20 May and the 25 June. In the local

coordinate system, the average error μ range from 0.03 m to 0.11 m with standard deviation σ of 0.10 to 0.31 m for the image pairs between the 20 May and the 25 June.

4.2 Comparison with dGPS displacements

Sixty benchmarks distributed in the stable parts and on the landslide body were monitored by dGPS (horizontal and a vertical average accuracy of ± 0.02 m and ± 0.05 m) to estimate the accuracy and validate the displacements obtained from the Image Correlation. In total, 219 dGPS measurements are available for the period 2008–2009. In order to validate the displacements computed in the image plane, the dGPS benchmarks are projected in the image plane using the collinearity equations. The pixel displacements derived from the

Image Correlation are then averaged in a perimeter of 16 pixels around each benchmark. The results are presented in Figure 9A. A correlation coefficient of $r=0.98$ is found between dGPS measurements and Image Correlation, and an average relative accuracy of 11% is determined (Fig. 9C). In order to validate the metric displacements in the local coordinate system, the orthorectified displacements are averaged in an area of 4 m^2 around each benchmark and compared with the dGPS displacements. A correlation coefficient of $r=0.95$ is found (Fig. 9B), and an average relative accuracy of 20% is determined (Fig. 9D). The reason why the correlation coefficient in the orthorectified case is lower than in the pixel case is believed to be related to the accuracy of the DEM used for the orthorectification. This will be discussed in section §5.2.2.

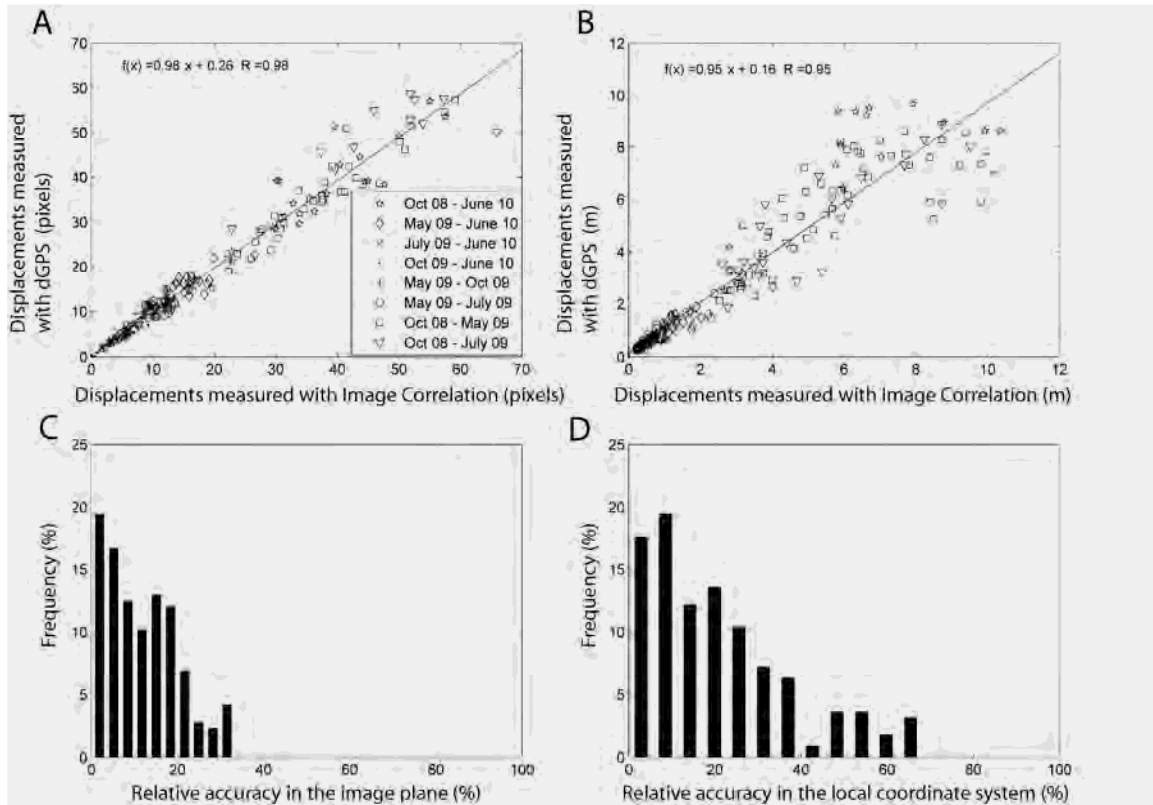


Fig. 9. Assessment of the accuracy of the Image Correlation technique. Relationships between the displacements observed by Image Correlation and the displacements measured by dGPS on sixty benchmarks in the image plane (A) and in the local coordinate system (B). Relative accuracy of the Image Correlation technique in the image plane (C) and in the local coordinate system (D).

5. Discussion: sources of errors

The major sources of errors affecting the displacement calculations and thus limiting the efficiency of TOP for an operational landslide monitoring can be classified in two groups: (i) the parameters affecting the Image Correlation computation and (ii) the external parameters influencing the orthorectification procedure.

5.1 Sources of errors affecting the Image Correlation computation

5.1.1 Accuracy and precision of the Image Correlation algorithm

One limitation of the Image Correlation technique is directly linked to the correlation algorithm and the sub-pixel interpolation method (Debella-Gilo & Käb, 2010). A series of experimental tests were carried out to assess the precision of the Image Correlation technique. The series of tests allow one to investigate the influence of the size of the correlation window and of the level of noise observed in the images. Homogeneous imposed displacements (systematically equal to a multiple of pixels to avoid image resampling; Chambon & Schmittbuhl, 2003) are applied to pairs of images to create synthetic images. Furthermore, three levels of Gaussian noise were added to the original images with a mean noise level imposed to zero and variances σ^2 imposed to 10^{-4} , 10^{-3} and 10^{-2} (Fig. 10A). Then the Image Correlation technique is applied on the original image taken as reference and on the synthetic image with different sizes of correlation windows (5, 10, 16, 20, 30 and 50 pixels). For each correlation window, fifteen imposed displacements were calculated with amplitudes ranging from 1 to 23 pixels along the u and v -directions. The analysis was conducted by comparing the noisy synthetic images with the reference image. In the optimal case, the measured displacement would be identical to the imposed displacement.

Each Image Correlation analysis revealed displacement differences distributed close to zero (mean accuracy of $5 \cdot 10^{-4}$ pixels). As observed by Hild et al. (2003), the precision of the correlation algorithm mainly depends on the pixel fraction of the displacement. Larger correlation windows produce less scattered displacements and therefore improve the precision. By plotting the standard deviation of the calculated displacements against the size of the correlation window, the influence of the correlation window size can be pointed out (Fig. 10B). For very low level of noise, the precision is less than 0.1 pixels for a size of

correlation window greater than 5x5 pixels. For higher level of noise, the precision is more dependent on the size of the correlation window. Because homogenous displacements field were imposed in the image, the accuracy (average misfit) is similar for small and large correlation windows. In reality, the displacement field becomes more heterogeneous at higher resolution. Therefore, an increase of the size of the correlation window implies a decrease of the spatial resolution but, as shown in these tests, an increase of the precision.

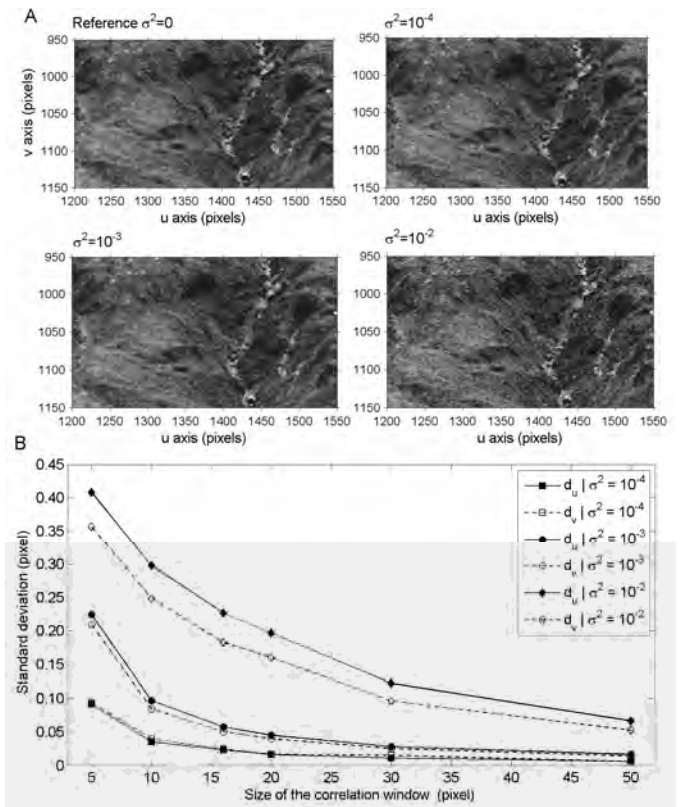


Fig. 10. Precision of the correlation algorithm. (A) Examples of different level of Gaussian noise introduced in the images; (B) Precision of the hierarchical correlator in the u and v direction as a function of different levels of Gaussian noise (σ_n^2) and different sizes of the correlation window

5.1.2 Influence of ground surface state

The time lag between two image acquisitions is one of the critical factors that affect the correlation computation. This time has to be long enough to increase the signal (e.g. landslide displacement) but short enough to preserve the tracked features (Berthier et al., 2005). Loading of the snowpack on the ground during winter, surface erosion due to fast snow melting and the development of water-saturated ponds in spring, weathering of the objects, growing of grass and large

deformations are environmental processes that significantly modify the surface state during a year. Such correlation errors are characterized by very low correlation coefficients, very large displacement

amplitudes or randomly-distributed displacement directions in comparison to the neighbor pixels (Fig. 11).

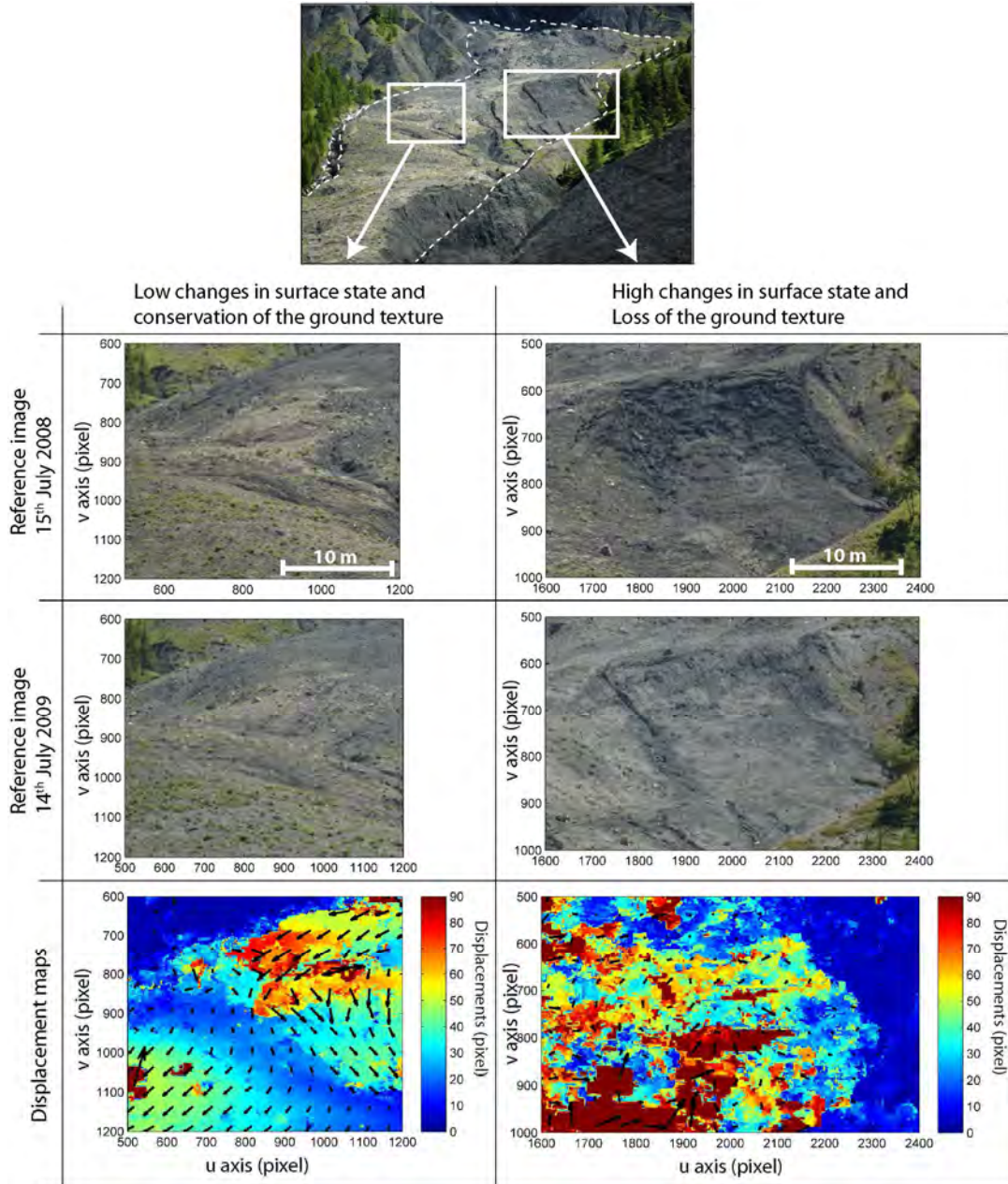


Fig. 11. Example of results for the correlation of two images acquired with one year interval (15 July 2008-14 July 2009), at the same solar time and with clear sky conditions. The incoherency of the displacements are clearly identifiable due to strong surface texture changes (inhomogeneous amplitude and direction of the displacement vectors).

On average, about 20 to 25% of the points are usable from one year to the next year (using a correlation window of 16×16 pixels and with a correlation coefficient threshold of 0.8). Consequently, the construction of long time series of displacements with the Image Correlation technique is a difficult task for the site. The range of cumulated displacement rates observed over a period of 16 months (May 2008–September 2009) is illustrated by tracking the displacement at three locations in the upper (pt 1), middle (pt 2) and lower (pt 3) parts of the landslide at the direct vicinity of benchmark measured by dGPS (Fig. 7). In our case, the cumulated displacements of the year 2009 are adjusted on those of 2008 using GCPs measured with dGPS at the vicinity of the points pt1, pt2 and pt3. The monitoring of a few benchmark with geodetic techniques is therefore necessary to combine displacement pattern observed in image pairs acquired over the period May 2008–September 2009 (74 pairs of images). After the acceleration period of spring 2008, the displacement rates are decreasing to a relative constant values of about 0.02 m.day^{-1} in the lower and middle parts and 0.05 m.day^{-1} in the upper part computed over the period July to October (Fig 12).

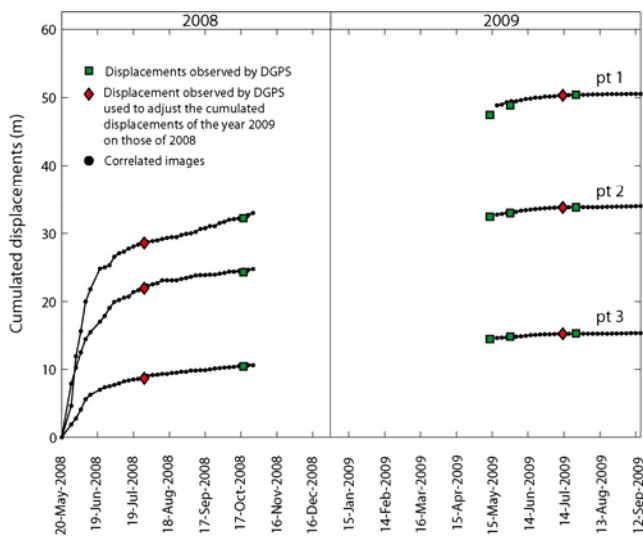


Fig. 12. Cumulated displacements at three locations in the upper (pt1), middle (pt2) and lower (pt3) parts of the landslide. The location of the points is indicated in Fig. 7.

5.1.3 Influence of illumination conditions

The difference observed in RGB intensities in various images acquired with various solar illumination angles is an important limiting factor essentially in terms of changes of the shadow areas (Berthier et al., 2005). In order to assess the influence of illumination conditions on the Image Correlation results, two experiments are carried out.

The first experiment consists in correlating images acquired at different times within a day. Four photographs acquired at 11:00, 12:00, 13:00 and 14:00 GMT in a period of low displacements ($< 0.02 \text{ m.day}^{-1}$, August 2009) and of clear sky conditions are correlated. The results indicate that illumination changes can lead to an average μ and a standard deviation σ of pixel-level error of respectively $\mu_{1h}=1.31$ and $\sigma_{1h}=0.03$, $\mu_{2h}=1.35$ and $\sigma_{2h}=0.12$, $\mu_{3h}=1.89$ and $\sigma_{3h}=0.18$ pixel for time-interval acquisition of respectively 1, 2 and 3 hours. The results demonstrate that the correlation of images acquired in nearly similar illumination conditions can display a pixel-level precision.

The second experiment consists in creating synthetic images with different shadow intensities as a function of the sun azimuth and elevation (Burrough & McDonell, 1988). Only the shadows created by direct solar illumination are analyzed assuming clear-sky conditions. The effects of reflected and diffuse illuminations are neglected. Ninety seven shaded relief images were created with different artificial illuminations (eg. Fig. 4). Because a preference is given to correlate images taken when the sun elevation is maximal (Delacourt et al., 2007), a shaded relief image with a sun elevation of 65° and a sun azimuth of 250° (illumination coming from the South-West in July at 12:00 GMT) is chosen as the reference image for the correlation. The reference image is correlated with the shaded relief images. The mean correlation coefficient is used to characterize the influence of illumination changes on the image.

As expected, the correlation of the synthetic images indicates that the correlation coefficient strongly depends on the sun elevation and the sun azimuth (Fig. 13). Illumination coming from the opposite direction of the one of the reference (sun azimuth of 120°) with low elevation angles ($< 30^\circ$: end of the daytime in autumn) provide the less reliable correlation results. This finding is in agreement with Table 2 which indicates that the amount of interpretable displacements is lower in the autumn season than in the summer season (lower correlation coefficients). Therefore, correlation of images with a too important time-lapse has to be avoided to minimize illumination effects. A possible alternative

is to correlate images under diffused illumination (cloudy day) thus providing a more homogenous lightning. At the opposite, correlation of images acquired at the same solar time in the day and when the sun elevation is maximal is optimal.

In order to compensate for the loss of reliable results in certain areas of the landslide due to strong illumination and ground surface changes, displacements can be interpolated from more reliable neighbor results according to a weight depending on the correlation coefficient (Niebling et al., 2010).

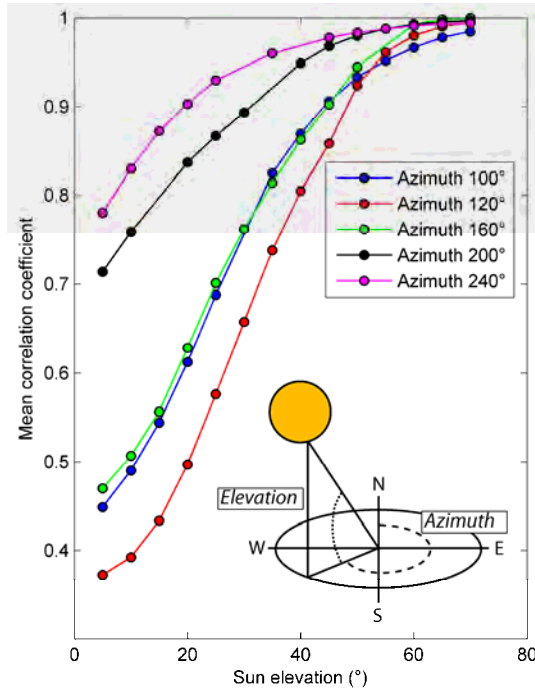


Fig. 13. Influence of illumination conditions as a function of the sun elevation and azimuth on the mean correlation coefficient.

5.2 Sources of errors affecting the ortho-rectification procedure

5.2.1 Influence of the camera orientation

The accuracy of the camera orientation is a parameter affecting both the image geometry and the accuracy of the orthorectification (Mikhail et al., 2001). If changes in external orientation of the camera are small, the image geometry is not significantly affected. Consequently a homogeneous component in the correlated displacement field is visible in the image plane (Fig. 14A). This misfit can be significant in the areas where the expected displacements are low or null such as in the stable parts. This systematic error can be

corrected assuming a rigid translation of the image by removing the average Δu and Δv misfits (observed on the stable parts of the images such as stable crests or on reference targets located outside the landslide; Fig. 1B, A; Fallout et al., 2010). Nevertheless this correction is not fully optimal, because the geometric deformations caused by the slight movements of the camera depend on the object distance. Therefore, after correction of the homogeneous component in the image plane, an average residual misfit of about 0 to 2 pixels is observed.

Table 4

Mean value (μ) and standard deviation (σ) of the absolute accuracy for the projection in the image plane and the back-projection in the local coordinate system. n is the number of GCPs used for the calculation of the accuracy

Image plane (n=40)		μ (pixel)	σ (pixel)
u		0.2	1.59
v		-0.08	1.51
Local coordinate system (n=11)		μ (m)	σ (m)
X		0.07	0.41
Y		-0.13	0.53
Z		0.01	0.29

In order to evaluate the accuracy of the external orientation that influences the orthorectification quality, forty GCPs not introduced in the minimization processes of section §3.2.3 are used. The shift between the projected and the observed GCPs positions in the image plane is thus determined (Fig. 14B). A mean shift error of, respectively, -0.20 and -0.08 pixel with a standard deviation of 1.59 and 1.51 pixels in the u and v -directions is obtained (Table 4). The accuracy of the external parameters in the orthorectification procedure in the local coordinate system is calculated by comparing the back-projected GCPs identified in the image plane with the GCPs positions measured with DGPS and located in the stable parts. The absolute accuracy in X , Y and Z coordinates are presented in Table 4. Because most of GCPs in the stable parts are located in the background of the image where the ground pixel size is about 0.20 m, the mean 3D error (0.14 m) and the standard deviation (0.56 m) of the positioning are not representative of the areas of the landslide located closer to the camera (300 m). Nevertheless, because the standard deviation of the GCPs located in the image plane are close to the accuracy of the GCPs picking, the determination of the camera orientation is considered acceptable. Furthermore, the good coherence between the shaded relief images (Fig. 4) and the true images (Fig. 1B) shows that the quality of the determination of the camera orientation is satisfying.

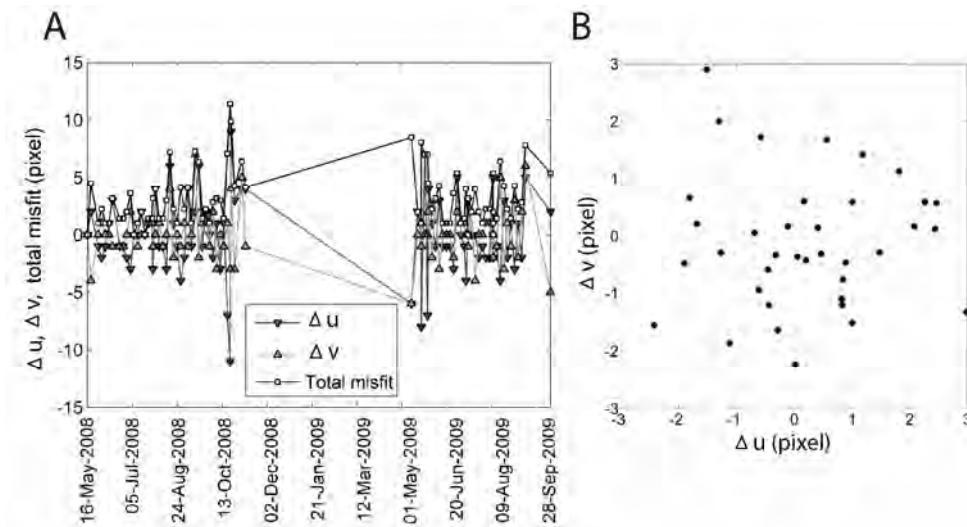
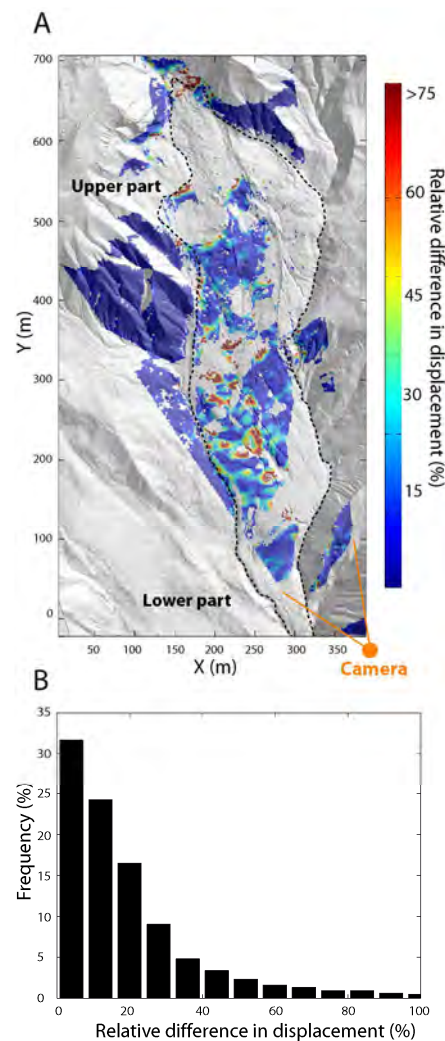


Fig. 14. Assessment of the accuracy of the camera orientation. (A) Average homogenous components due to slight movement of the camera. (B) Residual Δu and Δv misfits between projected and observed GCPs after the least square minimization.

5.2.2 Influence of the DEM

In order to evaluate the influence of the DEM on the orthorectified displacements, the displacements of the period 1–4 June 2008 originally orthorectified with the DEM of October 2007 (Fig. 7) are compared with those orthorectified with the DEM of July 2009 (Fig. 15A, B). The observed differences in displacement are presented relative to the displacement orthorectified with the DEM of 2007. The differences vary spatially in the landslide area. Despite some areas displaying differences in displacement larger than 75%, the average difference is 21% which is very similar to the differences observed with the dGPS measurements (Fig. 9D). As a consequence, the influence of the DEM on the accuracy of the displacement is more important than the influence of the camera orientation, the image resolution and changes in illumination conditions. For large displacements, morphologic changes become significant and the errors on the displacements increase. The computation of multi-temporal DEMs for each image is therefore a pre-requisite to improve the accuracy of the orthorectified displacements. Nevertheless, in case of a translational landslide characterized by low changes in elevation, the use of the same DEM constitutes still an acceptable 1st-order estimate.

Fig. 15. Influence of the DEM on the orthorectification of the displacement field. (A) Relative difference between the displacement field of the 1st - 4th of June orthorectified with a DEM of 2007 and a DEM of 2009. (B) Histogram of the relative differences.



6. Conclusion

The potential of multi-temporal correlation of ground-based images for landslide monitoring has been assessed using the dataset available on the Super-Sauze landslide (South French Alps). A methodology to compute displacement rates both in the image plane coordinate system and in the local coordinate system is proposed.

The results demonstrated clearly the potential and the limitation of this technique by identifying the heterogeneous displacement field of the landslide in space and in time. The camera monitoring allowed one to characterize displacements of up to 3 m.day^{-1} during an acceleration period, and displacement of about 0.02 m.day^{-1} over the decelerating period of July to September. The results are in good agreement with previous knowledge on the landslide kinematics and are in very good agreement with benchmark displacements measured by dGPS.

For objects located in a range of 300 to 900 m from the camera location, this study showed that the pixel size can vary from 0.005 to 0.04 m^2 according to the resolution of the image (2000×3008 pixels) and the angle of incidence of the line of sight. The orientation of the line of sight to the ground surface has to be considered before installing a permanent monitoring system. Areas of low incidence angles ($<5^\circ$) are very sensitive to small movements of the camera. Therefore, the angle should be the most perpendicular as possible to the mean displacement vector of the landslide. 3D displacements of less than 0.04 m and 0.06 m in the lower part of the landslide and 0.09 m and 0.11 m in the u and v -directions over a period of four days are impossible to detect without the use of sub-pixel correlation algorithms. However, the sources of errors due to small movement of the camera and the use of a mono-temporal DEM are the main limiting factors. A regular acquisition of multi-temporal DEMs through airborne or terrestrial laser scanning or stereoscopic photogrammetric views is believed to be a priority to significantly improve the accuracy of the technique. The errors induced by the sub-pixel correlation algorithm are thus insignificant compared to the influences of the other parameters cited previously.

The strongest limitations are independent of the acquisition system. They are related to the meteorological and illumination conditions and the ground surface changes inducing partial or complete loss of coherence between image pairs. During the winter season (from November to May), the presence of snow impedes reliable correlation results while excessive ground displacements between two consecutive years

impede valid displacement measurements even if the images are acquired during the same solar time.

The results demonstrate that Image Correlation techniques implemented in permanent monitoring system are particularly interesting for monitoring landslides characterized by annual pluri-decimeteric displacements. In addition, this low-cost technique is a very suitable alternative for inaccessible landslides or areas without access to power supply. Furthermore, because the proposed methodology does not require GCPs except for the calibration of the camera and for combining displacement pattern observed in image pairs acquired over two years, the methodology can be routinely and automatically applied to new image pairs. Therefore this work offers very promising perspectives for operational applications which can be potentially integrated in early warning systems by considering additional efforts in direct data transmission. Finally, inversion of the displacement field could be developed to characterize the macroscopic rheological properties of the landslide material.

Acknowledgements

This work was supported by the European Commission within the Marie Curie Research and Training Network 'Mountain Risks: from prediction to management and governance' (2007-2010, Contract MCRTN-035798) and by the FP7 Large-scale Integrating Project 'Safeland: Living with landslide risk in Europe' (2009-2012, Contract 226479). The ortho-images and the airborne LiDAR data of the Super-Sauze landslide have been acquired by the Sintegra company in 2007 and by the Helimap System service in 2009. The authors would like to acknowledge André Stumpf (University of Strasbourg, France & University of Twente, Netherlands) and Sabrina Rothmund (University of Stuttgart, Germany) for their help in the field. Special thanks are also due to Bas van Dam (Utrecht University, Netherlands) who designed the automatic monitoring system. The authors are also grateful to Prof. C. Gökçeoğlu and an anonymous reviewer for their constructive comments.

References

- Abdel-Aziz, Y. I. & Karara, H. M. (1971). Direct linear transformation into object space coordinates in close-range photogrammetry. *Proc. Symposium on Close-Range Photogrammetry*, Urbana, Illinois, 1-18.
- Anandan, P., Bergen, R.J., Hanna, K.J., & Hanna, K.J. (1993). Hierarchical model-based motion estimation. In L. Sezan, (Eds.), *Image Sequence Analysis*. Kluwer, Dordrecht.

- Antonello, G., Casagli, N., Farina, P., Leva, D., Nico, G., Sieber, A.J., & Tarchi, D. (2004). Ground-based SAR interferometry for monitoring mass movements. *Landslides*, 1, 21-28.
- Baratoux, D., Delacourt, C., & Allemand, P. (2001). High-resolution digital elevation models derived from Viking Orbiter images: Method and comparison with Mars Orbiter Laser Altimeter Data. *Journal of Geophysical Research*, 106, 32927-32941.
- Bastard, M., (2009). Caractérisation de la cinématique de glissement de terrain par technique de corrélation d'image optique. Master thesis. University of Strasbourg (EOST). Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France.
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K. L., Rémy, F., & Legrésy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95, 14-28.
- Besl, P., & McKay, N. (1992). A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Transactions on Pattern And Machine Intelligence*, 14, 239-256.
- Bitelli, G., Dubbini, M., & Zanutta, A. (2004). Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslides bodies, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35, 246-251.
- Bonneval, H., (1972). Levés topographiques par photogrammétrie aérienne. In Eyrolles (Eds.), *Photogrammétrie générale: Tome 3, Collection scientifique de l'Institut Géographique National*, Paris, France.
- Brunner, F., Macheiner, K., & Woschitz, H. (2007). Monitoring of deep-seated mass movements. *Proceedings of the 3rd International Conference on Structural Health Monitoring of Intelligent Infra-structure*, Vancouver, Canada.
- Burrough, P. A., & McDonell, R.A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford University Press, New York.
- Cardenal, J., Mata, E., Perez-Garcia, J.L., Delgado, J., Andez, M.A., Gonzalez, A., Diaz-de-Teran, J.R. (2008). Close Range Digital Photogrammetry Techniques applied to Landslide Monitoring. *International Archives of the Photogrammetry, Remote sensing and Spatial Information Sciences*. Vol XXXVII. Part B8.
- Casagli, N., Farina, P., Leva, D., & Tarchi, D. (2004). Application of ground-based radar interferometry to monitor an active rock slide and implications on the emergency management. In E. Kluwer (Eds.), *The NATO Advanced Research Workshop*, Celano, Italy.
- Casson B., Delacourt C., & Allemand, P. (2005). Contribution of multi-temporal sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière Landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 425-437.
- Casson, B., Baratoux, D., Delacourt, D., & Allemand, P. (2003). “La Clapière” landslide motion observed from aerial differential high resolution DEM. *Engineering. Geology*, 68, 123-139.
- Chambon, G., & Schmittbuhl, J. (2003). Shear with comminution of a granular material: Microscopic deformations outside the shear band. *Physical Review E*, 68, 1-8.
- Chambon, G. (2003). Caractérisation expérimentale du frottement effectif des zones de faille. PhD Thesis. Université Paris XI Orsay, ENPC..
- Corripio, J.G. (2004). Snow surface albedo estimations using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing*, 25(24), 5705-5729.
- Corsini, A., Farina P., Antonello G., Barbieri M., Casagli N., Coren F., Guerri L., Ronchetti F., Sterzai P., & Tarchi D. (2006). Space-borne and ground-based SAR interferometry as tools for landslide hazard management in civil protection. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 2351 - 2369.
- D’Antone, I. (1995). Hierarchical correlation for track finding. *Nuclear Instrument and Methods in Physics Research*, 356, 476-484.
- Debella-Gilo M., & Käab, A. (2010). Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment* (2010).
- Delacourt, C., Allemand P., Casson B., & Vadon H. (2004). Velocity field of the “La Clapière” landslide measured by the correlation of aerial and Quick-Bird satellite images. *Geophysical. Research Letters*, 31, 1-5.
- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., & Varel, E. (2007). Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de Société Géologique*, 178, 89-100.
- El Alaoui El, M. I., & Ibn-Elhaj, E. (2009). A robust hierarchical motion estimation algorithm in noisy image sequences in the bispectrum domain. *Signal Image and Video Processing*, 3, 291-302.
- Fallourd, R., Vernier, F., Friedt J.-M., Martin, G., trouvéTrouvé, E., Moreau, L. & Nicolas, J.-M. (2010). Monitoring temperate glacier with high resolution automated digital cameras – Application to the Argentière Glacier. inIn: Paparoditis N., Pierrot-Deseilligny M., Mallet C. & Tournaire O. (Eds.), IAPRS, Vol. XXXVIII, Part 3B, Saint-Mandé, France., 1-23.
- Fisher, P.F. (1991). First experiments in viewshed uncertainty: The accuracy of the viewshed area. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 57, 1321-1327.
- Foppe, K., Barth, W., & Preis, S. (2006). Autonomous Permanent Automatic Monitoring System with Robot-Tacheometers. *Proceedings of the XXIII International FIG Congress*, Munich, Germany.
- Franklin, W.R., & C.K. Rav. (1994). Higher isn't necessarily better: Visibility algorithms and experiments, *Proceedings of the 6th International Symposium on Spatial Data Handling*, Edinburgh, Scotland, 2, 751-770.
- Heikkila, J., & Silven, O. (1997). A four-step camera calibration procedure with implicit image correction. *IEEE Computer Society*, 1106-1112.
- Hemmleb, M., & Wiedemann, A. (1997). Digital Rectification and Generation of Orthoimages in Architectural Photogrammetry. *CIPA International Symposium*, IAPRS, XXXII, Part 5C1B (pp. 261-267), Göteborg, Sweden., 261-267.
- Hild, F. (2003). Mesure de champs de déplacement par corrélation d'images et applications en mécanique des solides. *Notes de cours IPSI*. Laboratoire de Mécanique et Technologie, CNRS-UMR 8535, Université Paris 6, France.
- Honda, K., & M. Nagai, M. (2002). Real-time volcano activity mapping using ground-based digital imagery, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57,1-2, 159-168.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer T., Abellan A., Derron M.-H., Loye A., Metzger R., & Pedrazzini A. (2010). Use of LiDAR in

- landslide investigations : a review. *Natural Hazards*. doi 10.1007/s11069-010-9634-2
- Jaboyedoff, M., Ornstein, P., & Rouiller, J.-D. (2004). Design of a geodetic database and associated tools for monitoring rock-slope movements: the example of the top of Randa rockfall scar. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4, 187-196.
- Jiang, R., Jauregui, D.V., & White, K. (2008). Close-range photogrammetry applications in bridge measurement: Literature review. *Measurement*, 41, 823-834.
- Kraus, K. & Waldhäusl, P., (1994). *Photogrammetry, Fundamentals and Standard processes*. vVol .1. Hermès (editor), Paris.
- Kumar, S., & Banerjee, S., (1998). Development and application of a hierarchical system for digital particle image velocimetry to free-surface turbulence. *Physics of Fluids*, 10, 160-177.
- Küntz, M., Jolin, M., Bastien, J., Perez F., & Hild, F. (2007). Digital image correlation analysis of cracks behavior in a reinforced concrete beam during a load test. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 33, 1418-1425.
- LePrince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., & Avouac, J.-P. (2008). Monitoring Earth surface Dynamics dynamics With Optical Imagery. *Eos*, 89, 1-5.
- Lewis, J.P., (1995). Fast normalized cross-correlation. *Vision Interface*, 120-123.
- Lim, M., Petley, D.N., Rosser, N.J., Allison, R.J., Long, A.J. & Pybus, D. (2005). Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The Photogrammetric Record*, 20, 109-129.
- Luzi, G., (2010). Ground based SAR interferometry: a novel tool for Geoscience. In: Geoscience and Remote Sensing, New Achievements, P.Imperatore & D. Riccio (EditorsEds.), ISBN: 978-953-7619-97-8. In print.
- Maas, H.-G., Schwalbe, E., Dietrich, R., Bäessler, M., & Ewert, H. (2008). Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West- Greenland by terrestrial image sequence analysis. *IAPRS, XXXVII, Part B8* Beijing,China, 1419-1424.
- Malet, J.-P. (2003). Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydromécanique. PhD Thesis in Earth Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., & Calais, E. (2002). The use of global positioning system techniques for the continuous monitoring of landslides. *Geomorphology*, 43, 33-54.
- Mantovani, F., Soeters, R., & van Western, C.J. (1996). Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15, 213-225.
- Meissl, A., & Naterop, D. (1995). Automatic Measuring System for Permanent Monitoring – Solexperts GeoMonitor. *Proceedings of Field Measurements in Geomechanics 4th International Symposium*, Bergamo, Italy, 489-494.
- Mikhail, E., Bethel, J. S., & McGlone, J. C. (2001). *Introduction to Modern Photogrammetry*, Hardcover (edition), New-York.
- Monserat, O., & Crosetto, M. (2008). Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 63, 142-154.
- Moore, J.F.A. (1992). *Monitoring bBuilding sStructures*. Blackie & Son Ltd., 155 p. ISBN 0-216-93141-X.
- Niebling, M.J., Flekkøy E.G., Måløy K.J., & Toussaint, R. (2010). Mixing of a granular layer falling through a fluid. *Physical Review E*, 82, 011301. doi: 10.1103/PhysRevE.82.011301
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., & Kreusen H.-R. (2008). Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 8, 531-535.
- Pesci, A., Baldi, B., Bedin, A., Casula, G., Cenni, N., Fabris, M., Loddo, F., Mora, P., & Bacchetti, M. (2004). Digital elevation models for landslide evolution monitoring: application on two areas located in the Reno River Valley (Italy). *Annals of Geophysics*, 47, 1339-1353.
- Prokop, A., & Panholzer, H. (2009). Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1921-1928.
- Rohaly, J., Frigerio F., & Hart D. P. (2002). Reverse hierarchical PIV processing. *Measurement Science and Technology*, 13, 984-996.
- Squarizoni, C., Delacourt, C., & Allemand, P. (2005). Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology*, 79, 215-229.
- Sturzenegger, M., & Stead, D. (2009). Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts. *Engineering Geology*, 106, 163-182.
- Tarchi, D., Casagli, N., Fanti, R., Leva, DD., Luzi, G., Pasuto, A., Pieraccini, M., & Silvano, S. (2003). Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. *Engineering Geology*, 68, 15-30.
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N. & Genevois, R. (2007). Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach, *International Journal of Remote Sensing*, 28, 3425-3446.
- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R., & Galgaro, A. (2008). Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology*, 97, 424— 437.
- Travelletti, J. & Malet, J-P (2011, in press). Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of multi-source data. *Engineering Geology*.
- Wangenstein, B., Guomundsson, A., Eiken, T., Kääb, A., Farbrøt, H., & Etzelmüller, B. (2006). Surface displacements and surface estimates for creeping slope landforms in Northern and Eastern Iceland using digital photogrammetry. *Geomorphology*, 80, 59-79.
- White, D. J., Take, W. A. & Bolton, M. D., (2003). Soil deformation measurement using particle image velocimetry (PIV) and photogrammetry. *Géotechnique*, 53, 619-631.

5.3.2.2 Suivi des déplacements par scanner laser terrestre

Les déplacements de la coulée dans la zone de transit ont été suivis par scanner laser lors d'une expérimentation de pluie du 13 au 20 juillet 2007 (§ 4.2.5, Figure 5.15 A). Les nuages de points ont été acquis quotidiennement du 10 au 14 juillet 2007 à partir de deux positions localisées à une dizaine de mètres de la zone d'expérimentation (Figure 5.15 A, B). La moyenne et l'écart-type de la densité de points au sol sont de 3280 pt.m⁻² et de 7395 pt.m⁻² respectivement. La forte hétérogénéité spatiale de la distribution des points est liée à la vue oblique des acquisitions (densité maximale sur les surfaces perpendiculaires à la ligne de vue et présence de zones d'ombre sur les faces opposées). La pluie a été interrompue à chaque levé. Cette étude a fait l'objet d'un acte de colloque pour le 21^{ème} congrès de la société internationale de photogrammétrie et de télédétection (ISPRS) tenu à Pékin le 7 au 10 juillet 2008 (Annexe 3). Les résultats sont présentés ci-après.

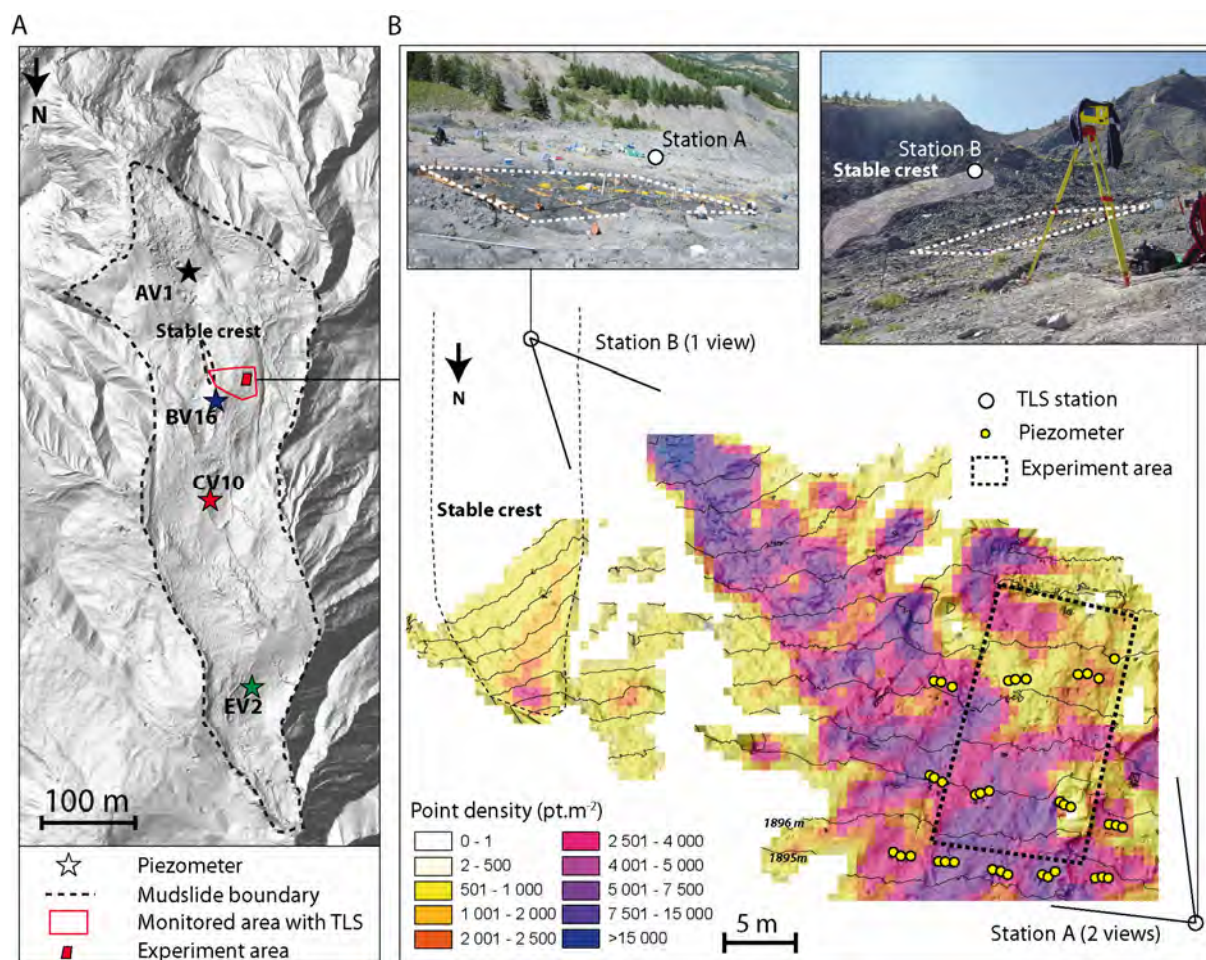


Figure 5.15 - Configuration d'acquisition au scanner laser lors de l'expérimentation de pluie artificielle de juillet 2007. A) localisation de la zone suivie par scanner laser terrestre dans la partie amont de la zone de transit à proximité de la crête stable *in situ*, B) carte de densité de points avec les positions des piézomètres dans la zone d'expérimentation et des stations TLS.

Caractérisation des déplacements :

L'analyse des déplacements dans la zone d'expérimentation est fondée sur trois techniques présentées au chapitre § 5.2 : détermination de points homologues, recherche automatique des points les plus proches et corrélation de MNTs. L'erreur moyenne est l'écart-type de l'alignement des nuages de points déterminée sur la partie stable d'une crête *in situ* est de 0.8 cm et 0.9 cm (Figure 5.15 B). Le géoréférencement des acquisitions a été effectué à l'aide de six points de contrôle disposés autour de la zone de pluie dont la position a été mesurée au GPS différentiel. L'erreur moyenne du géoréférencement est de 2 cm avec un écart-type de 3 cm.

Comme les acquisitions sont comparées à une référence (10 juillet 2007), l'erreur de géoréférencement n'affecte pas la magnitude des déplacements obtenus, seule la direction des vecteurs de déplacement est affectée.

- Détermination manuelle de points homologues par reconstruction d'objet :

La reconstruction de 31 piézomètres à partir des semis de points a permis de déterminer le champ de déplacement à l'intérieur de la zone d'expérimentation. La qualité d'ajustement des cylindres reflète la bonne précision de l'alignement des nuages de points (Figure 5.16 A). L'erreur moyenne (0.01 cm) et l'écart-type (1.1 cm) de l'ajustement des primitives cylindriques sont établis en comparant le diamètre de la primitive avec le diamètre réel.

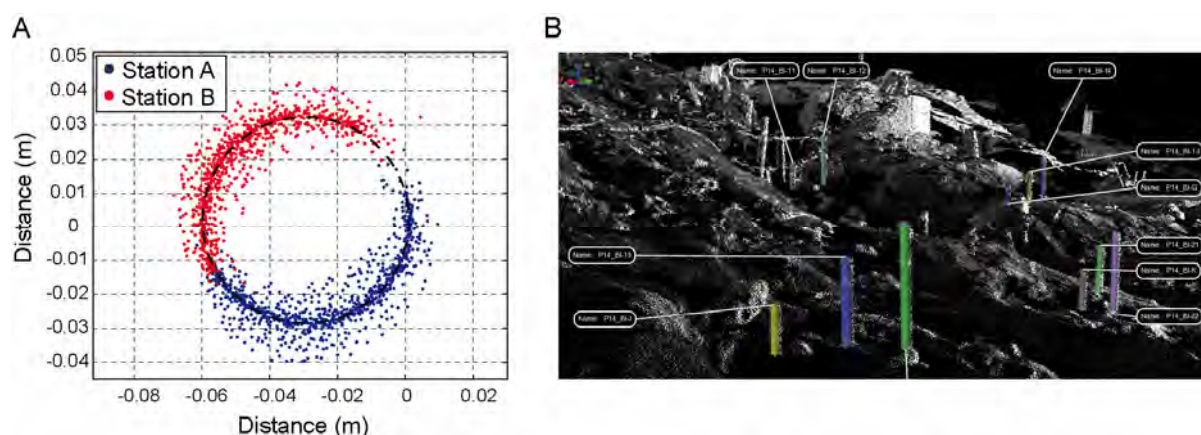


Figure 5.16 - Ajustement de cylindres sur les semis de points de piézomètres par la méthode des moindres carrés, A) semis de points d'un piézomètre constitué de deux prises de vue opposées à partir des stations d'acquisition A et B (Figure 5.15 B), B) représentation 3D de piézomètres reconstitués.

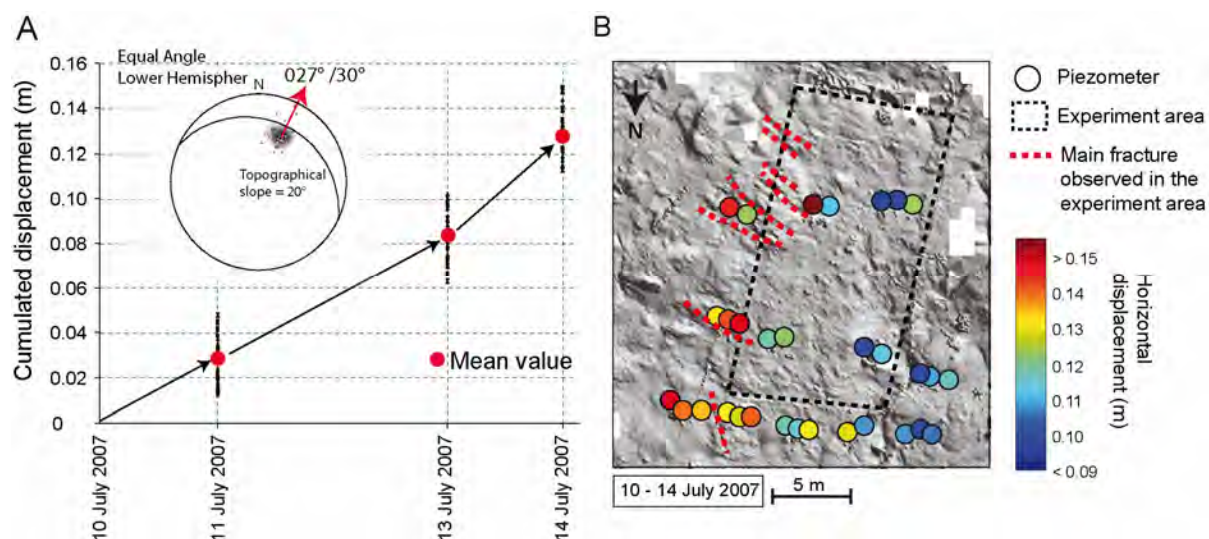


Figure 5.17 – Déplacements obtenus par la technique de reconstruction d'objet par ajustement de primitives cylindriques, A) déplacements cumulés et directions de déplacement, B) distribution spatiale des déplacements dans la zone d'expérimentation pour la période du 10 au 14 juillet 2007.

La direction d'écoulement est identifiée vers $027^{\circ}/30^{\circ}$ ($\pm 1\sigma$ de 6.0°) (Figure 5.17 A). Des vitesses moyennes de 3.2 et 2.7 cm.jour^{-1} entre le 10 et 11 juillet et entre le 11 et 13 juillet 2007 respectivement sont déterminées. Une légère accélération à 3.9 cm.jour^{-1} est détectée entre le 13 et 14 juillet 2007. La distribution spatiale des déplacements au sein de la zone d'expérimentation est hétérogène (Figure 5.17 B). Les déplacements les plus importants sont observés dans la partie Est de la zone d'expérimentation là où la densité de fissures en surface est la plus forte (Debieche et al., 2011). Cette fracturation est notamment responsable des infiltrations préférentielles identifiées pendant l'expérimentation de pluie par suivi des résistivités électriques (profil électrique T2 dans la Figure 4.9). L'inclinaison des vecteurs de déplacement permet d'estimer une inclinaison moyenne de la surface de glissement à environ 30° dans la zone d'expérimentation en accord avec le modèle géométrique 3D de la coulée (§ 3.3). Son inclinaison supérieure à celle de la pente topographique explique en partie les déplacements importants observés dans la zone, soulignant ainsi l'influence de la géométrie de la surface de glissement sur la cinématique de la coulée.

- Recherche automatique des points les plus proches :

Afin d'exploiter de manière plus exhaustive l'information contenue dans les nuages de points, l'algorithme de recherche du point le plus proche implémenté dans le logiciel *Polyworks 11* a été utilisé en contraignant l'algorithme de recherche dans la direction $027^{\circ}/30^{\circ}$ avec une tolérance directionnelle de 18° (3σ) (Figure 5.18). La recherche de points le long du vecteur de déplacement fournit des déplacements légèrement sous-estimés par rapport à ceux déterminés par ajustement de primitives cylindriques. L'interprétation des résultats reste délicate car les déplacements calculés sont fortement dépendant de la configuration topographique du site et de la direction de propagation de la coulée. En effet, un relief marqué est nécessaire pour obtenir des déplacements interprétables. Les surfaces du terrain perpendiculaires aux vecteurs de déplacement montre les contrastes de déplacements les plus importants. A l'inverse, aucun déplacement interprétable ne peut être déterminé pour des terrains dont la surface est parallèle aux vecteurs de déplacement. Cette technique reste donc finalement qualitative et ne permet pas d'analyser de manière fine la cinématique de la zone d'étude.

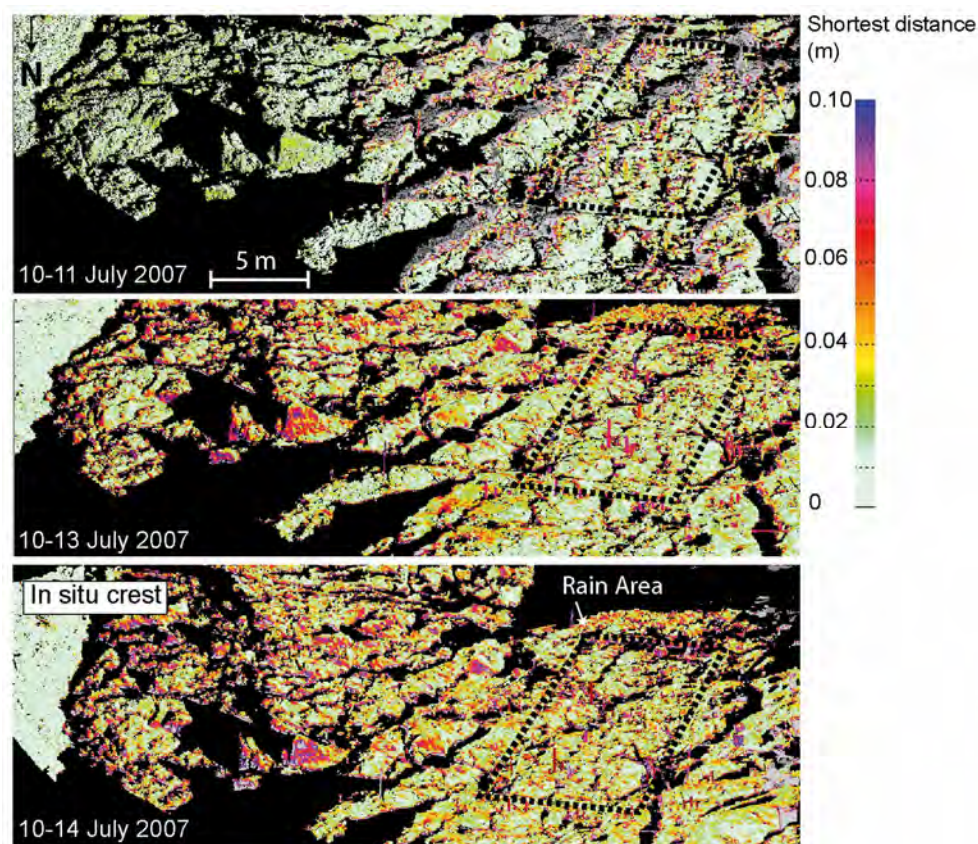


Figure 5.18 - Résultats des déplacements obtenus par l'algorithme de recherche de points le plus proche le long de la direction d'écoulement de la coulée de $027^{\circ}/30^{\circ}$.

- Corrélation de MNTs :

Une troisième technique permettant d'exploiter de manière plus exhaustive et plus quantitative l'information géométrique contenue dans les levés TLS consiste à corréler des MNTs interpolés dans le plan horizontal (Schwalbe et al. 2008). Les MNTs ont été interpolés par triangulation linéaire avec une maille de 5 cm. Le corrélateur subpixel Médicis développé par le CNES a été utilisé (Chanie, 2001). Comme la fonction de corrélation est optimale sur des données variant rapidement dans l'espace, les valeurs de relief ombré calculées avec l'algorithme de Burrough & McDonnell (1988) et codées en 8 bits ont été corrélées ; les paramètres (hauteurs et azimuth de la source lumineuse) ont été choisis de manière experte pour maximiser les contrastes (Duffy et al., 2004). Une taille de fenêtre de corrélation de 32 pixels correspondant à une surface horizontale de 2.56 m² a été sélectionnée. L'acquisition du 10 juillet 2007 est prise comme référence. Afin d'augmenter le rapport signal sur bruit, une procédure de filtrage similaire à celle présentée dans Travelletti et al. (soumis b) a été utilisée.

Les résultats sont présentés dans la *Figure 5.19*. L'erreur moyenne μ et l'écart-type σ sont estimés à partir des valeurs de déplacements observés sur la crête stable *in situ*. Les erreurs moyennes μ correspondent respectivement à 2.3 cm ($\sigma = 1.8$ cm), 2.5 cm ($\sigma = 1.1$ cm) et 3.0 cm ($\sigma = 1.4$ cm) pour les périodes 10 - 11 juillet, 10 - 13 juillet et 10 - 14 juillet 2007 respectivement. Le contournement de la crête stable *in situ* par la coulée est particulièrement mis en évidence par les vecteurs de déplacement.

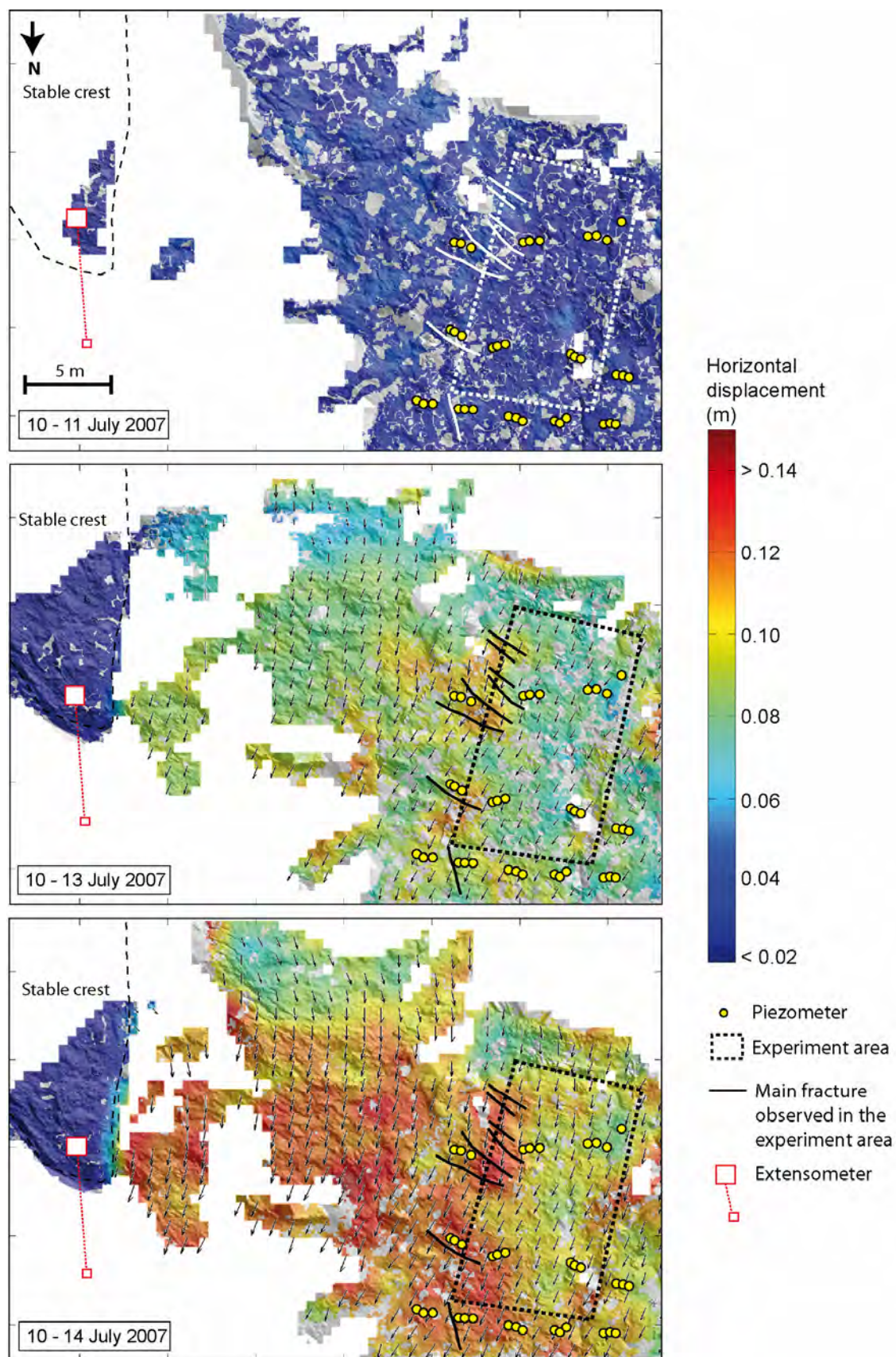


Figure 5.19 – Cartes de déplacement (amplitude et direction) obtenus par corrélation de MNTs pour les périodes 10 – 11 juillet, 10 – 13 juillet et 10 – 14 juillet 2007.

Les cartes de déplacement obtenues permettent d'analyser la cinématique à l'intérieur et à l'extérieur de la zone d'expérimentation. Les résultats confirment le champ de déplacement hétérogène observés précédemment à l'intérieur de la zone d'expérimentation par la technique de reconstruction d'objet. Les plus importants déplacements sont concentrés entre la zone d'expérimentation et la crête stable *in-situ* où la fracturation de surface est très importante. Pendant la période du 10 au 14 juillet, les déplacements à l'extérieure de la zone d'expérimentation (0.14 m) sont 66% supérieurs à ceux observés à l'intérieur de la zone d'expérimentation (0.09 m). L'amplitude des déplacements est plus faible en amont de la zone d'expérimentation (0.06 m).

Les résultats de la corrélation des MNTs sont validés par comparaison avec les déplacements obtenus par la technique de reconstruction d'objet (Figure 5.20). L'erreur moyenne et l'écart-type sont de 0.1 cm et 2.2 cm respectivement.

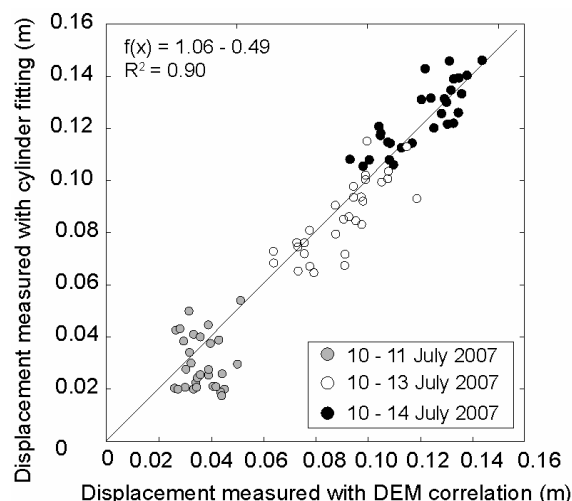


Figure 5.20 - Comparaison des déplacements des 31 piézomètres obtenus par reconstruction d'objets (ajustement de cylindres sur les semis de points de piézomètres) et par corrélation de MNTs.

Discussion :

L'accélération identifiée par suivi au scanner laser (Figure 5.17 A) est validée par les données de déplacements d'un extensomètre localisé à proximité de la zone d'expérimentation (Figure 5.19; Figure 5.21). La période de faible activité précédant le début de l'expérimentation et l'accélération de la zone 24 heures plus tard laissent fortement supposer un lien de causalité entre les volumes d'eau infiltrés et la cinématique locale de la zone. Une accélération globale de la coulée est toutefois peu envisageable car aucune augmentation de pression interstitielle significative n'a été observée dans les piézomètres AV1, CV10, BV16 et EV2 (dont les positions sont indiquées dans la Figure 5.15) avant et pendant l'expérimentation de pluie. De même, aucune augmentation de pression interstitielle généralisée et synchronisée dans la zone d'expérimentation n'a été observée (seul trois piézomètres dans la partie aval de la zone d'expérimentation ont enregistré une montée significative en pressions interstitielles de 5 à 10 kPa, Debieche et al., 2011). Il est donc possible que l'accélération locale soit principalement due à une diminution de la viscosité intrinsèque du matériau dans un périmètre supérieur à celui de la zone d'expérimentation (modification de la consistance du matériau et augmentation de la vitesse de fluage; Ledesma et al, 2009). Deux explications sont possibles :

- Les fuites accidentelles des réservoirs d'eau situés en amont de la zone d'expérimentation auraient permis à l'eau d'infiltrer un périmètre plus important que celui de la zone d'expérimentation ;
- L'eau de ruissellement pendant l'expérimentation (représentant 84% de l'eau de pluie artificielle; Debieche et al., 2011) se serait réinfiltrée provoquant l'accélération des terrains en aval. Par perte de butée, la zone en amont aurait été affectée.

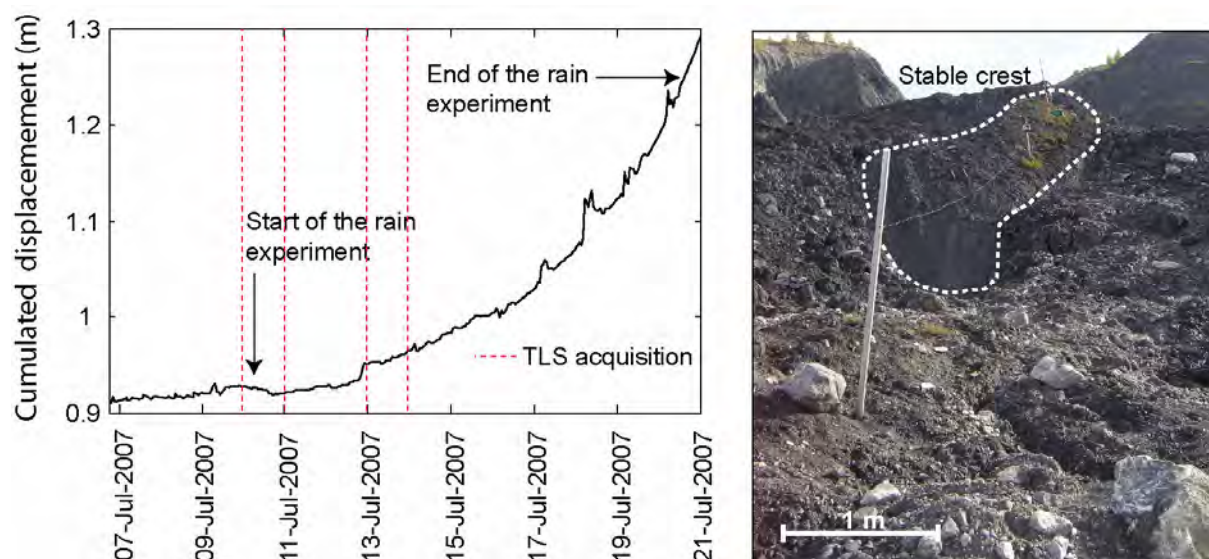


Figure 5.21 - Déplacements cumulés obtenus par suivi extensométrique localisé à proximité de la zone d'expérimentation (photographie juillet 2007).

Conclusion :

La technique du scanner laser est bien adaptée au suivi cinématique de glissements-coulées caractérisés par des vitesses journalières centimétriques. L'absence de végétation sur le site facilite grandement le traitement des données car aucun filtrage n'est nécessaire. Par conséquent, la qualité des nuages de points acquis à courte portée dépend principalement de la qualité métrologique du scanner laser, de l'alignement des acquisitions et de l'état de surface.

La détermination de points homologues par ajustement de primitives sur des objets à géométrie simple est une méthode précise (erreur centimétrique) pour identifier la direction et l'amplitude du champ de déplacement. L'incidence du rayon laser quasi perpendiculaire à l'axe des piézomètres, la faible distance de parcours du laser (< 50 m) et la résolution importante d'acquisition expliquent la bonne qualité d'ajustement des primitives cylindres sur les semis de points. La technique de recherche de points le plus proche demeure une rapide approximation des déplacements à condition que le terrain soit perpendiculaire à la direction principale du glissement. Elle est toutefois très limitée pour une analyse détaillée et quantitative de la cinématique de glissements-coulées. La détermination des déplacements par corrélation de MNTs est une alternative intéressante à développer. Toutefois l'erreur centimétrique de la méthode établie dans la Figure 5.20 est sûrement sous-estimée car elle est déterminée aux endroits où la densité de points est maximale (sur les semis de points des piézomètres). Elle est probablement plus importante aux endroits où l'interpolation des MNTs est très peu contrainte par les données, typiquement dans les zones d'ombre. Trois aspects majeurs affectent la précision de la méthode et méritent d'être améliorés:

- La dégradation de l'information géométrique originelle contenue dans les nuages de points due à l'interpolation en maille régulière de points 3D distribués de manière hétérogène dans le plan horizontal (e.g. zones d'ombres importantes caractéristiques des levés au scanner laser terrestre) ;
- L'algorithme d'interpolation et le choix du maillage du MNT ;
- La sensibilité du champ de déplacement aux paramètres utilisés dans le calcul du relief ombré (hauteurs et azimuth de la source lumineuse artificielle) (Duffy & Hughes-Clarke, 2005).

Suite à ces premiers essais de corrélation effectués sur des données de scanner laser, la phase de prétraitement a été significativement améliorée pour limiter l'influence de ces aspects dans la phase de corrélation. La méthode est présentée dans le chapitre suivant abordant l'analyse des déplacements de la zone d'accumulation.

5.3.3 Analyse de la cinématique de la zone d'accumulation : pied de la coulée

La cinématique de la zone d'accumulation est suivie par scanner laser terrestre ; la méthodologie est présentée sous la forme d'un article actuellement en révision dans la revue *Earth Surface Processes and Landforms* (IF: 2.055).

Titre: Multi-date correlation of Terrestrial laser scan data for the characterization of landslide kinematics

Auteurs: J. Travelletti, Malet J.-P., Delacourt C.

5.3.3.1 Article: *"Multi-date correlation of Terrestrial Laser Scanning data for the characterization of landslide kinematics"*

Résumé :

La caractérisation du champ de déplacement est un élément indispensable à la compréhension de la cinématique et des mécanismes de rupture des glissements de terrain. Durant cette dernière décennie, l'utilisation de nuages de points acquis par scanner laser terrestre (TLS) appliqué au suivi de glissements de terrain a été largement illustrée. Toutefois, l'information géométrique contenue dans les nuages de points est rarement exploitée de manière exhaustive et le champ de déplacement 3D est souvent déterminé à partir d'appariement d'objets sélectionnés manuellement dans des acquisitions TLS consécutives (nuages de points). Ce travail présente une nouvelle approche pour dériver un champ de déplacement 3D en exploitant l'ensemble de l'information contenue dans les nuages de points. La performance de cette approche est testée sur le pied du glissement de Super-Sauze (Alpes française du Sud, région de Barcelonnette). Dix acquisitions TLS ont été acquises entre Octobre 2007 et Mai 2010 à partir de la même station de base à une distance moyenne de 100 m du pied. Le principe de la méthode repose sur une simplification du problème 3D d'appariement d'objets à un problème 2D rendant possible l'utilisation d'une fonction 2D de corrélation croisée normalisée. Les déplacements obtenus sont comparés à ceux dérivés de la méthode ICP standard (point itératif le plus proche), la plus souvent appliquée dans le domaine de l'appariement 3D de nuages de points. Une comparaison avec les déplacements obtenus par GPS différentiel est également réalisée permettant de calculer une erreur moyenne de 0.008 m avec un écart-type de 0.040 m. D'octobre 2007 à Mai 2010, des déplacements du pied variant de 0.04 m à 10.76 m entre deux acquisitions TLS consécutives sont observés (déplacement cumulé de 21.80 m). Plusieurs compartiments en compression et en extension sont identifiés par l'analyse du tenseur de déformation. Il est montré que la variation des pressions interstitielles est le paramètre principal contrôlant la cinématique du glissement.

Multi-date correlation of Terrestrial Laser Scanning data for the characterization of landslide kinematics

Julien Travelletti^{a,b}, Jean-Philippe Malet^a, Christophe Delacourt^c

^a *Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, Université de Strasbourg / EOST, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France*

^b *GEOPHEN-LETG, CNRS UMR 6554, Université de Caen Basse-Normandie, 14032 Caen Cedex, France*

^c *Université Européenne de Bretagne, Institut Universitaire de la Mer, CNRS UMR 6538, Université de Brest, Brest, France*

ABSTRACT

A detailed characterization of landslide displacements is an important prerequisite to understand the failure mechanism and quantify the hazard. In the last decade, the potential of Terrestrial Laser Scanning (TLS) to monitor slow-moving landslides has been largely demonstrated but accurate processing methods are still needed to extract useful information available in multiple TLS point clouds.

This work presents a new and simple method to obtain 3D deformation and displacement maps from repeated TLS acquisitions by taking full advantage of the geometric information available in consecutive point clouds. The performance of the method is tested on datasets acquired at the toe of the Super-Sauze landslide (South French Alps) over a period of 3 years.

The method is based on the simplification of a 3D matching problem in a 2D matching problem by using a 2D statistical normalized cross correlation function. First, the point clouds are filtered from vegetation and co-registered in a common local coordinate system by aligning the TLS acquisitions on stable parts in the surroundings of the landslide. Second, a perspective projection is applied to project the 3D point clouds on a 2D regular grid perpendicular to the viewing direction. In order to emphasize the relief morphology projected in the 2D grid, the 2D gradient of the distance separating the point clouds from the TLS location is computed and then correlated. Third, a re-projection of the correlated displacements in the 3D local coordinate system is used to compute the 3D displacement field and to evaluate the strain field.

Comparisons with the 3D amplitudes of displacement computed (1) with the Iterative Closest Point algorithm and (2) with dGPS observations of benchmarks indicate an average accuracy of the method of 0.008 m and a standard deviation of 0.04 m.

The observed landslide displacements are heterogeneous, and range from 0.04 m to 10.76 m between consecutive TLS acquisitions; the maximal cumulated displacement observed over the period October 2007 – May 2010 reaches 21.80 m. Within the landslide, sub-areas presenting different kinematic and deformation patterns (extension, compression) are detected by a strain analysis. It is demonstrated that pore water pressure changes within the landslide is the main controlling factor of the kinematics.

Key words: Terrestrial Laser Scanning, Point clouds, Image correlation, Landslide, Kinematics, Strain analysis

1. Introduction

Techniques of slope monitoring have made a lot of progress in the last decade, especially in the field of ground-based remote sensing platforms (e.g. Ground-Based Synthetic Aperture Radar Interferometry, Terrestrial Laser Scanning, Terrestrial Optical Photogrammetry). These techniques allow to discriminate stable and unstable areas from safe and remote places and to map sectors with different kinematics within a landslide (Corsini et al., 2006; Delacourt et al., 2007). The different instruments provide the necessary information to carry out a quantitative analysis of the deformation field and a geomechanical understanding of the failure mechanism (Casson et al., 2005; Teza et al., 2008; Oppikofer et al., 2008).

The acronym LIDAR stands for LIght Detection and Ranging. When operated from a ground-based platform, this instrument is also known as a Terrestrial Laser

Scanning (TLS). This type of instrument is currently used in a large variety of applications in earth and environmental sciences, and among them for landslide analysis as underlined by the considerable increase in the number of publications in the last years (Slob and Hack, 2004; Sturzenegger and Stead, 2009; Jaboyedoff et al., 2010). TLS instruments allow a fast (typically thousands of points per seconds), distributed, high resolution (millimetric to centimetric) and dense (several millions) acquisition of 3D information of the terrain (triplets of XYZ points). The instruments typically use ‘time-of-flight’ (also known as ‘pulse based’), ‘phase based’ or ‘waveform processing’ technology to determine distance and collect a massive amount of raw data called a ‘point cloud’. There are significant differences in laser light wavelengths, amount and velocity of point data collection, field acquisition procedures, data processing and possible error sources which are detailed in Hiremagalur et al.

(2007) and in Vosselman and Maas (2010). Time-of-flight scanners are the most common type of laser scanner used in geological research because of their longer effective maximum range (typically 100-800m) and data collection rates. They combine a pulsed laser emitting the beam, a mirror deflecting the beam towards the scanned area, and an optical receiver subsystem, which detects the laser pulse reflected from the object. Since the speed of light is known, the travel time of the laser pulse can be converted to a precise distance measurement (Hiremagalur et al., 2007; Vosselman and Maas, 2010). The precision of the technique is mainly affected by instrumental errors, point resolution and laser beam divergence (Vosselman and Maas, 2010). It can be represented by the standard deviation of each single point data measurement which amounts typically to a centimetric accuracy at a distance range of 100 m (Lichti and Jamtso, 2006). However, the accuracy of the global point cloud data is higher than the accuracy of a single point data because of the very high spatial resolution and density of collected points (Linendenberg and Pfeifer, 2005; Abellan et al., 2009). This amount of data is the main advantage of TLS compared to classical geodetic techniques (e.g. tachymetry, GPS).

The potential of TLS for the monitoring of geomorphologic processes has been demonstrated in the last years, mainly for defining the structure of rocky slopes susceptible to rockfalls and rockslides (Abellan et al., 2009; Oppikofer et al., 2009; Sturzenegger and Stead, 2009) or for characterizing the dynamics of slow-moving (typically a few centimeters to a few meters per year) processes such as ice glaciers (Bauer et al., 2003; Schwalbe et al., 2008; Avian et al., 2009) and landslides (Teza et al., 2008; Prokop and Panholzer, 2009; Travelletti et al., 2008). The kinematics and, more generally, the geomorphologic changes (depletion, transport, accumulation of sediment) can be monitored and characterized with different analysis methods such as (1) multi-date DEM comparisons (Bitelli et al., 2004) yielding a 1D information on elevation changes, (2) point clouds comparisons using the shortest distance approach (Oppikofer et al., 2009) or (3) point/object matching approaches (Travelletti et al., 2008; Prokop and Panholzer, 2009) yielding 2D or 3D information through the computation of displacement vectors.

In the last few years, automatic matching algorithms applicable to TLS data have started to be developed because of their capability to fully exploit all the geometric information available in the point clouds (Teza et al., 2008; Monserrat and Crosetto, 2008). The objective of these techniques is to find correspondences among typical features or objects located in multi-temporal point clouds assuming that the tracked object has a constant geometry in time and/or a perfectly rigid behaviour.

The objective of this work is to propose a new method to measure the 3D displacement field of a slow-moving

clayey landslide, and derive displacement and deformation maps from repeated TLS acquisitions. The method is based on the application of a normalized cross-correlation function in order to exploit the complete geometrical information available in the point clouds. The hypothesis is that for objects scanned from a unique view point, simple 2D correlation functions (largely used in digital photogrammetry analyses) can be applied on multi-temporal point clouds and yield a range of accuracy comparable to complex and time-consuming 3D Surface Matching algorithms. Numerous examples demonstrated the efficiency of such type of statistical function to detect the displacement field of landslides from satellite and aerial optical images (Casson et al., 2003; Delacourt et al., 2004; LePrince et al., 2008), but only a few work has been carried out to apply this approach to TLS point clouds (Travelletti et al., 2008; Schwalbe et al., 2008).

The performance of the method is tested on datasets acquired at the toe of the Super-Sauze mudslide (South French Alps) over a period of three years (October 2007 - May 2010). First, the main geomorphological and kinematical characteristics of the Super-Sauze mudslide are presented. Second, the principles of the method are explained. Third, the application to the landslide dataset is detailed and the performance is evaluated among other measures of displacement. Finally, a strain analysis is applied in order to define the deformation and displacement regime of the landslide, and identify some possible controlling factors.

2. Experimental site: the Super-Sauze mudslide

The proposed methodology has been developed to monitor the displacements and the deformation pattern of the Super-Sauze mudslide, which exhibits cumulated displacements of a few meters per year and is representative of landslides developed in clay-shales. Continuous movement of the mudslide may be maintained over long distances (hectometric to kilometric) because of the availability of a continuous sloping path in a stream valley, and over long periods of time because of the continuous enrichment of material from the main scarp.

The Super-Sauze mudslide has developed in the Callovo-Oxfordian black marls of the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France) (Fig. 1A, B), in the upper part of the Sauze torrent characterized by a gully-type morphology. The area is featured by a fault system affecting the black marls acting as predisposing factors for the formation of the mudslide scarp in the 1970s. Quaternary deposits (moraine, rock glacier debris) are also overlying partly the marls in some parts of the catchment.

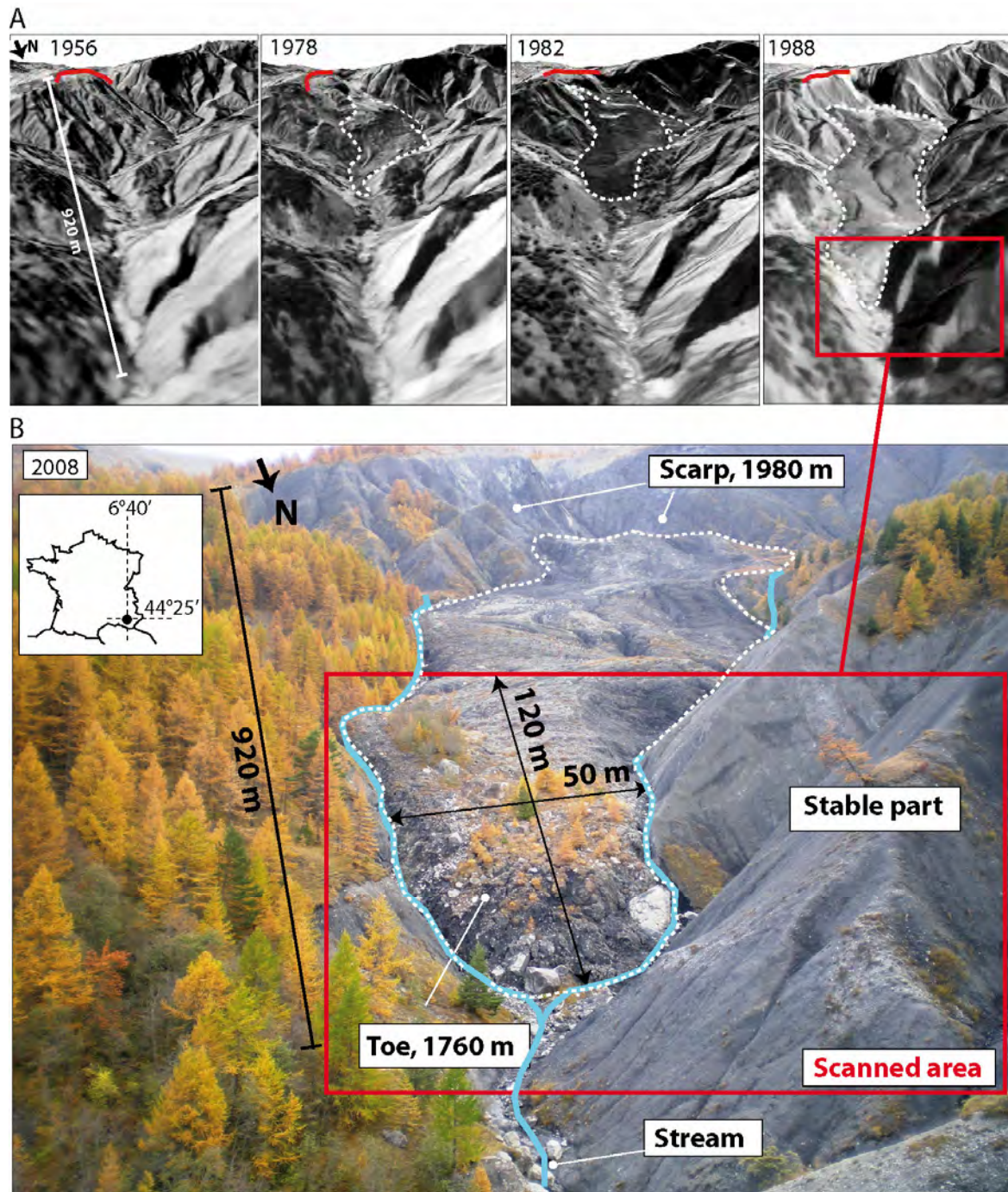


Fig. 1. Morphological setting and evolution of the Super-Sauze mudslide A) Evolution from 1956 (before failure) to 1988 (adapted from Weber and Herrmann, 2000). The temporary storage of material at the toe of the main scarp and its weathering is clearly recognizable, before the downstream progression of the material in the main channel. B) Photography of the situation in 2008 where the mudslide toe is bordered by two streams. The picture is taken from the TLS base station and corresponds to the plan perpendicular to the viewing direction of the TLS. The mudslide toe and the stable part are included in the scanned area.

2.1. History of development

In the beginning of the 1970s, plane and wedge failures occurred respectively on the Eastern and Western sides of the upstream part of the torrent resulting in an accumulation of large marly rock panels, and in the

formation of a main scarp (Fig. 1A). The panels have been progressively weathered and a matrix supported soil fabric, integrating marly fragments of different size, has developed, filling up progressively the gullies.

Starting in the late 1970s, a rising level of soil accumulation in the gullies is observed (Fig. 1A). Since

1982, the material has progressed downstream by more than 200 m, with some changes in the rate of displacement according to the presence of obstacles. The bedrock geometry corresponds in the upper part to a succession of more or less parallel crests and gullies and, in the medium and lower parts, to a narrow incised channel. Consequently, the thickness of the mudslide is highly variable and varies between 0 and approximately 20 m.

In 2008, the mudslide extends over a horizontal distance of 920 m from the crown to the toe and occurs between elevations of 2105 m at the crown and 1736 m at the toe with an average 25° slope gradient (Fig. 1B). The total volume is estimated at 560,000 m³ (Travelletti and Malet, 2011), and the mudslide is bordered by two streams.

The dynamics is controlled by bedrock geometry, material rheology and hydrology. Morphological features induced by the sliding and flowing mode of the mudslide are easily recognisable. The contact between the mudslide and the stable hillslopes comprises a shearing zone of a few meters width characterized by tension cracks and shear surfaces marked by scratches in the direction of the movement (Malet, 2003). Locally, compression levees are also clearly distinguishable. A detailed morphological description of the mudslide can be found in Weber and Herrmann (2000) and Travelletti and Malet (2011).

2.2. Characterization of the displacement and deformation pattern

The displacements of the mudslide have been monitored since 1996 by tacheometry, differential GPS and extensometric measurements (Malet et al., 2002). Since 2007, a remote camera monitoring system has been installed (Travelletti et al., submitted) and repeated airborne and terrestrial laser scanning surveys are carried out (Travelletti et al., 2008).

The displacement rates vary spatially and temporally in the range of 0.002 to 0.03 m.day⁻¹, but sudden acceleration with displacement rates up to 0.4 m.day⁻¹ are sometimes observed in the spring season. Actually, the displacement pattern exhibits a strong seasonal trend with usually two acceleration periods in Spring and in Autumn. The peak of acceleration is related to the snow melting period combined with rainfall in April and May and with long duration rainfall in October and November. The displacement magnitude decreases from the upper to the lower part of the mudslide resulting to the development of zones under compression near the toe where the landslide material is accumulating and zones under extension in the upper part of the mudslide.

The hydrological and geometrical configurations of the substratum and of the stream valley are the main controlling factor of the kinematics (Malet et al., 2005; Travelletti and Malet, 2011). Water infiltrations act both

on the pore water pressures and on the rheology of the material (e.g. by changing the strength parameters of the material) which are usually the main processes controlling the behaviour of mudslides (Picarelli et al., 2005, Lesdesma et al., 2009).

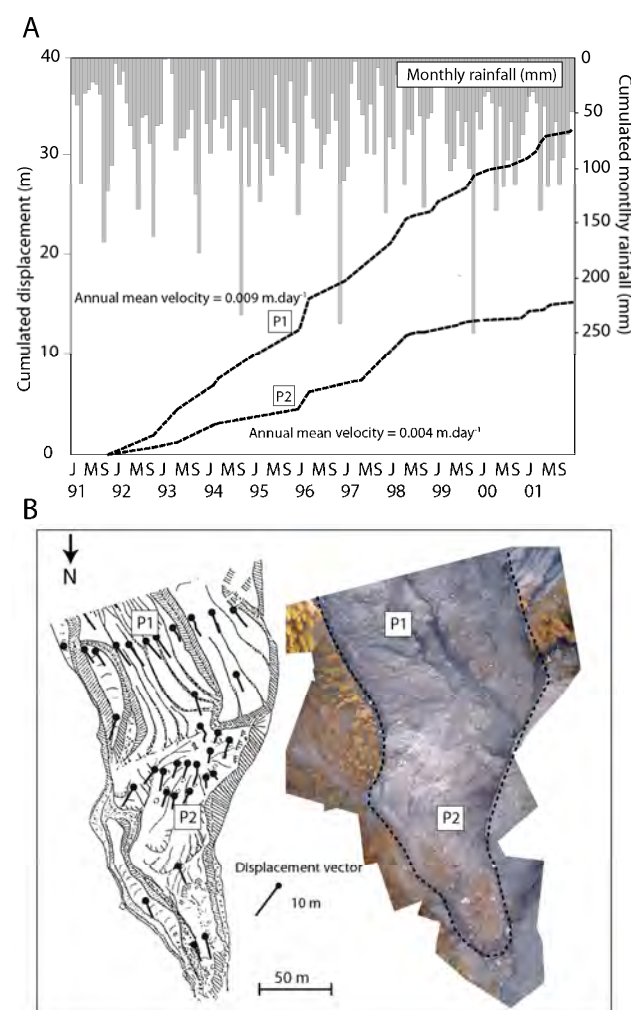


Fig. 2. Historical kinematics of the mudslide toe. A) Rainfall – displacement relationship between 1991 and 2001 for two positions in the toe (adapted from Malet, 2003) B) Displacements vectors for the period 1996 to 2000 and aerial orthophotography of 2008 showing the influence of the geometry of the stream valley (adapted from Malet, 2003; Niethammer et al., 2010).

2.3. Historical development and kinematics of the toe

The correlation between the displacements rates and monthly rainfall observed over the period from 1991 to 2001 hypothesizes the effect of pore water pressure on the toe kinematics (Fig 2A). In addition the observed difference in the total cumulated displacement from the upper to the lower part of the toe is well identified; this observation is in accordance with the accumulation of mass in that part (increase of elevation). Actually the volume accumulated at the toe is partly eroded by the two lateral streams that converge downstream (Fig.

1B), but the annual erosion rate is not sufficient to stop the progression of the toe front. Consequently the position of the toe progresses every year with an average velocity of 0.004 to 0.009 m.day⁻¹. The largest historical displacement of about 5 m was observed in 1997. The influence of the geometry of the valley which is getting narrower is highly suspected to significantly impede the progression of the material. Its influence on the displacement field is obvious by analysing the distribution of displacement vectors (Fig. 2B).

Consequently, the confinement of the toe due to the valley geometry, the free surface at the front toe and possible sudden accelerations of the whole mudslide can lead to an obstruction of the stream. A sudden rupture or a fluidization of the toe front in a debris flow is possible, as it has been observed by Malet et al. (2005) in other parts of the mudslide. For these reasons, the toe is currently monitored through terrestrial laser scanning surveys in order to characterize its kinematics by detecting the presence of zones under extension or compression, and zones developing shearing (Fig 1B).

3. TLS data acquisition

The monitoring of the toe was carried out with a long-range terrestrial laser scan Optech ILRIS-3D, which principle is based on the time-of-flight distance measurements using an infrared laser (Slob and Hack 2004). Mirrors inside the scanner allow the acquisition of a 40° wide and 40° high field of view in a single acquisition with 2500 pts.s⁻¹ and a angular precision of 1.15 10⁻³° and angular divergence of 9.74 10⁻³°. The range of the laser scan is about 800 m in real field conditions. At each acquisition, the Cartesian coordinates of each point is obtained with a normalized intensity value (<http://www.optech.ca/prodilris.htm>).

Ten acquisitions were acquired from October 2007 to May 2010 from practically the same base station (positioning accuracy of ± 1 m) at an average distance of 100 m from the landslide toe. At this distance, the laser diameter on the ground surface is estimated between 3 cm and 5 cm. The stable parts surrounding the landslide toe were systematically included in the scans (Fig. 1B). Only the last return pulse is registered to maximize the number of points reflected on the ground surface. The point clouds are constituted of 9 to 12 millions of points heterogeneously distributed on a surface of about 16'000 m². The average densities of points on the ground surface vary from 153.0 pts.m⁻² to 234.9 pts.m⁻² with a standard deviation up to 351.7 pts.m⁻² and a maximal density of 1148.3 pts.m⁻² (Table 1, Fig. 3).

Table 1

Point density of the TLS acquisition in the local coordinate system and in the grid perpendicular to the viewing direction

TLS acquisitions	Local coordinate system		Grid	
	μ (pts.m ⁻²)	σ (pts.m ⁻²)	μ (pts.pixels ⁻²)	σ (pts.pixels ⁻²)
12 Oct. 07	162.19	229.28	0.79	0.09
19 May 08	152.96	222.34	0.78	0.07
23 July 08	189.62	351.68	0.82	0.2
18 Oct. 08	184.56	237.8	0.89	0.35
12 May 09	153.89	294.12	0.81	0.12
29 May 09	192.69	325.95	0.86	0.17
12 July 09	188.69	304.49	0.93	0.22
24 July 09	162.36	350.35	0.85	0.11
05 Oct. 09	234.87	345.67	0.89	0.3
27 May 10	213.31	214.37	0.94	0.23

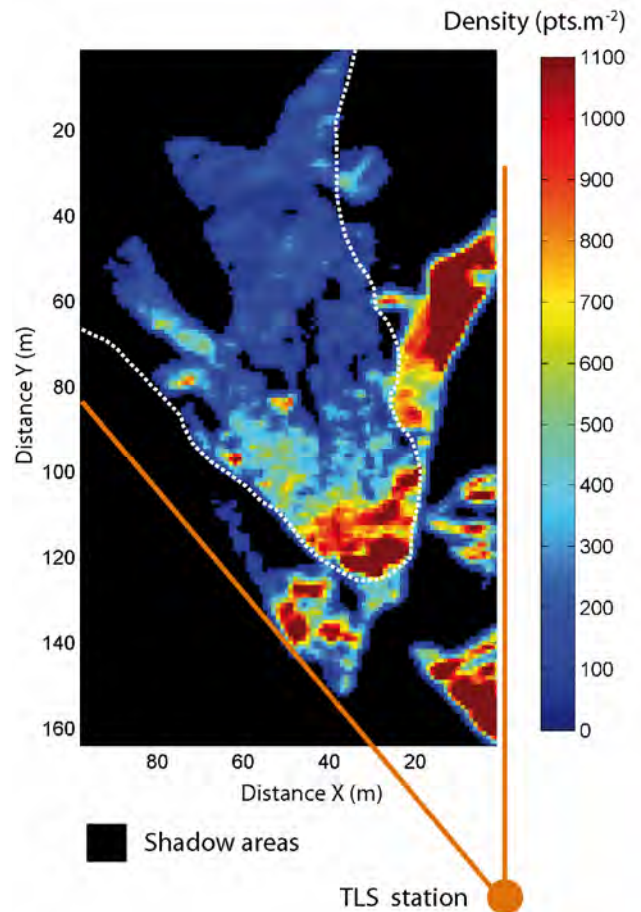


Fig. 3. Density of Terrestrial Laser Scanning data in the horizontal plan (example of the acquisition of 24th July 2009). The areas in shadow have a point density equal to zero.

4. Methodology

4.1. Techniques of quantification of morphological changes and displacement field

Different techniques exist to evaluate the morphological changes and to determine the displacement field from terrestrial laser scanner. They are mostly related to:

- The analysis of differential DEM, which is the most commonly used technique to compare different acquisitions. It is mostly used to quantify accumulation or loss of material volume (Bitelli et al., 2004; Prokop and Panholzer, 2009). This method is not fully adapted for kinematical analyses since it only provides 1D information on the vertical changes. Furthermore the interpolation in the horizontal plane implies a significant loss of information initially contained in the original point cloud if the mesh size is too coarse.
- The analysis of point pairs through an expert identification: the simplest method to obtain displacement vector of an object is to select point pairs on shaded views of consecutive point clouds (Oppikofer et al., 2009). Despite its simplicity, it is very difficult to obtain exactly the same point in consecutive acquisitions. Therefore the precision is strongly dependent on the point clouds resolution. Furthermore, this method cannot exploit all the geometric information contained in the TLS acquisition and can thus represent a long and fastidious task.
- The analysis of point clouds through automatic shortest distance algorithms: this technique, similar to the Hausdorff distance principle, allows a fast identification of geomorphological changes in every direction by using all the geometric information of the point clouds (Innovmetric, 2009; Oppikofer et al., 2009). If the average displacement vector of the landslide is known, the algorithm can be constrained to identify points located in the sliding direction and provide a rough estimation of the magnitude of the displacements (Travelletti et al., 2008). However the reliability of the computed displacement strongly depends on the site topography relative to the sliding direction. Therefore this method remains rather qualitative.
- The analysis of point clouds with the Iterative Closest Point algorithm (ICP) and Least Squares 3D Surface Matching methods (LSSM). The ICP (Besl and McKay, 1992) and LSSM (Gruen and Akca, 2005) methods are among the most efficient algorithms for

the automatic characterization of 3D displacement fields. Their application to landslide monitoring has been demonstrated by Teza et al. (2008), Monserrat and Crosetto (2008) and Oppikofer et al. (2009). Teza et al. (2007) presented an automatic calculation method using an ICP-based piecewise alignment method. This method allows to obtain the roto-translational matrix describing the displacement and the rotation of an object considering the high density of points. The precision of the calculation of the displacements is limited by the presence of shadow zones (unscanned areas), important soil deformation and presence of vegetation. Because this method uses an iterative procedure to identify the optimal rotation and translational components, it can be time consuming with an important probability of absence of convergence in the calculation.

- The analysis of point clouds through the correlation of high resolution DEMs: the application of 2D correlation functions on DEM to compute 3D displacements is recent and still poorly exploited to monitor slow geomorphological processes. The first application in the literature was proposed by Duffy et al. (2004), who quantified the migration of submarine sand dunes by applying a 2D cross correlation on sun-illuminated values computed on a DEM. The elevation data were measured with a multibeam echo sounder. Because the displacement field was shown to be dependent on the azimuth of the virtual sun, slope values of the topography were finally correlated instead of the sun-illuminated values. Duffy and Hughes-Clarke (2005) found that displacement rates obtained from slope values are more robust since there is no extra parameter in the slope calculation. A second approach was proposed by Schwalbe et al. (2008) to monitor glacier movements with a terrestrial laser scanner; they developed a method in which the point cloud is projected in a regular and horizontal grid as follows. First raster images are defined in such a way that each pixel containing a laser scanner point is filled with a gray intensity value depending on the elevation of the point. Black pixels mean no elevation information. Then, a 2D cross correlation function is used to track feature between two acquisitions. In order to increase the weight of pixel containing TLS points in the correlation procedure, the morphological structure of the glacier (represented with pixels of different gray intensity value) are iteratively dilated to increase the ratio between black and non-black pixels. This complex iterative procedure minimized the influence of shadow zones in the correlation

computations and improved the velocity field determination.

The approach developed in this study is slightly different from the DEM-based methods previously cited and is optimized for objects scanned from a unique view point by minimizing the influence of the shadow zones and by exploiting all the geometrical information of the point clouds. The method is based on the simplification of a 3D matching problem in a 2D matching problem by using a 2D statistical normalized cross correlation function. The processing steps of the methodology are detailed below.

4.2. Pre-processing

4.2.1. Filtering and co-registration of the TLS acquisitions

Although the laser beam is able to go through the canopy, numerous last return pulses are originated from reflection on the hardest part of the vegetation and need to be filtered. A filtering method similar to the one proposed by Prokop and Panholzer (2009) is used. It consists in generating from the point clouds a low resolution Digital Elevation Model (DEM) with a square mesh of 0.5 m. Such DEM cannot reproduce important and localized changes of slope, typically induced by the presence of vegetation. The points whose elevation goes over a certain tolerance (± 0.15 m) are removed. The filtering quality is then verified and manually refined.

The point clouds are co-registered in a common local coordinate system following the method used in Oppikoffer et al. (2009). Each TLS acquisition is aligned on the stable parts of the landslide composed of a rough topography made of crests and gullies whose morphology was preserved during the whole acquisition period (Fig. 1B; Fig. 4). After a first manual matching, the ICP algorithm was used to refine the alignment quality with a final 3D error of 4 cm (Table 2, Fig. 5). The co-registration procedure mainly depends on the point density and the accuracy of the ICP algorithm which is very sensitive to the roughness of the terrain and the accuracy of the measurements (Lee et al. 1999). In addition rough terrains yield higher reliability in the co-registration. Therefore a high point density was systematically acquired in the stable part to increase the topographic resolution (900.0 to 1148.3 pt.m^{-2}) according to the laser beam width (about 3 cm, with respect to distance and incidence angle) and the time needed for an acquisition (30 minutes) (Lichti and Jamtso, 2006). The low distance among the landslide toe and a stable area outside of the landslide is an advantage for an accurate co-registration. For the absolute georeferencing, a georeferenced Airborne Laser Scanning (ALS) point cloud acquired in October 2007 was used as a reference. The TLS point clouds were aligned as single point clouds on the stable parts in the ALS point cloud (Fig. 4). The co-registration accuracy of the sequential point clouds is thus not affected by the georeferencing accuracy estimated with a average error of 1 cm and a standard deviation of 14 cm (Table 2).

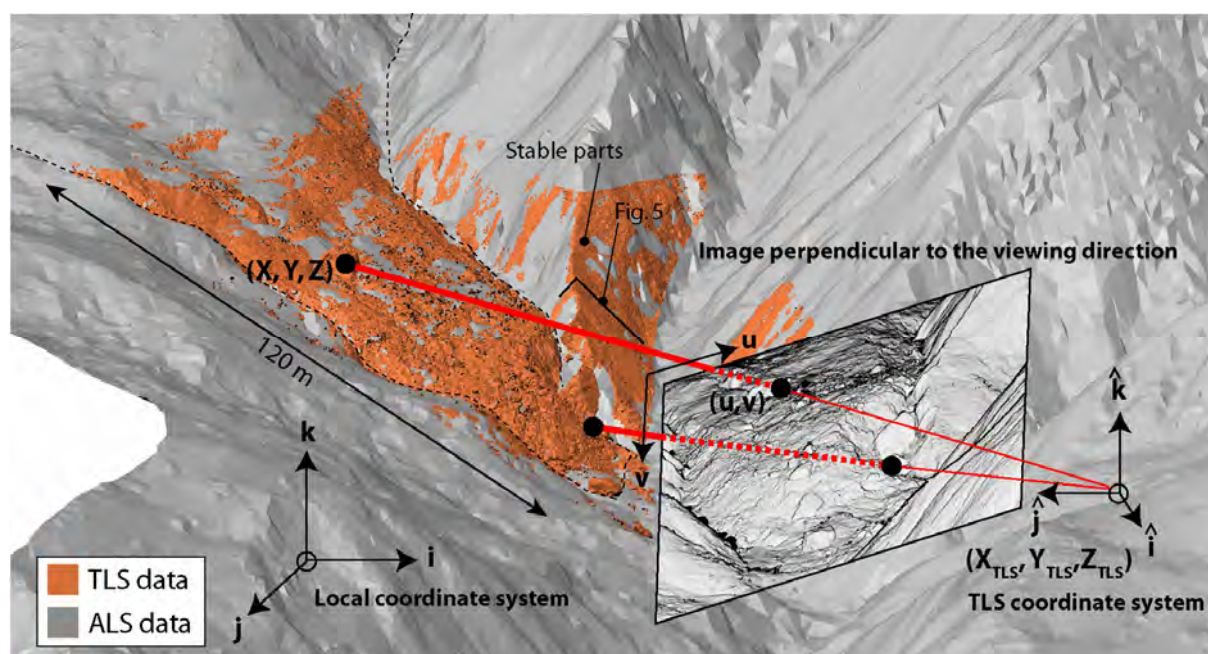


Fig. 4. Schematic presentation of the projective projection applied on the TLS point clouds with the different coordinate systems involved in the procedure. The alignment of the stable parts of TLS point clouds on the ALS point cloud is also shown. The position of the profile extracted in Fig. 5 is also shown.

The filtering and the co-registration of the point clouds were processed with the software Polyworks 11 (Innovmetric, 2009). An alternative to the ICP algorithm consists in distributing targets whose positions are measured with classical geodetic techniques and identifiable on the point clouds (Giussani and Scaioni, 2004).

Table 2

3D average (μ) and standard deviation (σ) of the co-registration and the georeferencing errors relative to the acquisition of 12 October 2007 and the ALS point cloud

TLS acquisitions	Co-registration error		Georeferencing error	
	μ (cm)	σ (cm)	μ (cm)	σ (cm)
12 Oct. 07	-	-	-0.4	13.1
19 May 08	0.2	3.2	0.1	14.3
23 July 08	-0.1	3.3	-1.3	14.2
18 Oct. 08	-0.2	3.1	-0.8	14.1
12 May 09	0	2.9	-0.1	15.1
29 May 09	0	4.1	-1.2	15.1
12 July 09	0	3.2	-1.1	14.8
24 July 09	0.1	3.3	0.2	16.1
05 Oct. 09	0	4.5	-0.6	14.6
27 May 10	-0.3	6.2	-2	15.3

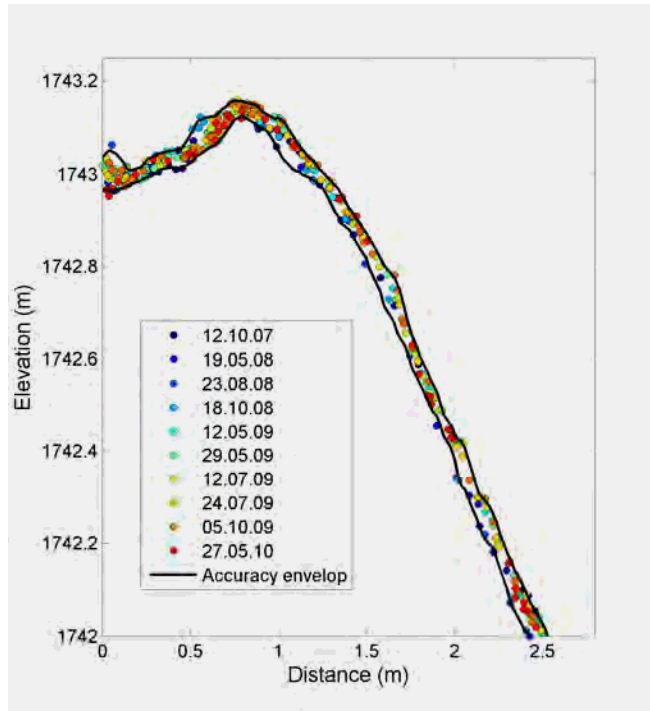


Fig. 5. Profile across the point clouds showing the co-registration quality. See Fig. 4 for the location of the profile.

4.2.2. Changes in coordinate system: simplification of the 3D matching problem

Because the laser beam is generated from a punctual source, a projective transformation allows one to represent the entire geometrical information in a plan perpendicular to the viewing direction of the laser scan. This transformation allows a more homogeneous distribution of the points in a plan, thus minimizing the presence of shadow areas. The relationship relating the 3D position (X, Y, Z) of each point to its position (u, v) in the plan is given by the classical collinearity equations (Kraus and Waldhäusel, 1994):

$$u = s \frac{(\hat{i}_{TLS} \bullet \hat{i}_{Local})(X - X_{TLS}) + (\hat{i}_{TLS} \bullet \hat{j}_{Local})(Y - Y_{TLS}) + (\hat{i}_{TLS} \bullet \hat{k}_{Local})(Z - Z_{TLS})}{(\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{i}_{Local})(X - X_{TLS}) + (\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{j}_{Local})(Y - Y_{TLS}) + (\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{k}_{Local})(Z - Z_{TLS})}$$

$$v = s \frac{(\hat{j}_{TLS} \bullet \hat{i}_{Local})(X - X_{TLS}) + (\hat{j}_{TLS} \bullet \hat{j}_{Local})(Y - Y_{TLS}) + (\hat{j}_{TLS} \bullet \hat{k}_{Local})(Z - Z_{TLS})}{(\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{i}_{Local})(X - X_{TLS}) + (\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{j}_{Local})(Y - Y_{TLS}) + (\hat{k}_{TLS} \bullet \hat{k}_{Local})(Z - Z_{TLS})}$$

(1)

These equations are based on the principle that each point is projected along a straight line crossing the projection center represented for this study by the average of the positions of the then TLS acquisitions ($X_{TLS}, Y_{TLS}, Z_{TLS}$) (Fig. 4). \hat{i}, \hat{j} and \hat{k} are the unit vectors of the coordinate system of the TLS depending on its orientation in the local coordinate system. \hat{i}, \hat{j} and \hat{k} are the unit vectors (1, 0, 0), (0, 1, 0), (0, 0, 1) of the local coordinate system. The symbol \bullet corresponds to the scalar product of the unit vectors. The parameter s is a scaling factor used to define the resolution in pixels of the grid.

The parameter s has to be determined in such way that the average point density tends to 1 pt.pixel⁻¹ to minimize possible loss of information during the interpolation process, and consequently, to exhaustively exploit the geometrical information contained in the point clouds. A value of s corresponding to a grid size of 2400 x 1900 pixels was selected. The same set of parameters has to be applied for every TLS acquisition in order to produce images with exactly the same geometry.

The average point density varies from 0.78 to 0.94 pts.pixels⁻¹ with a relatively low standard deviation of 0.18 pts.pixels⁻¹ (Fig. 6; Table 1). In this case, the average point density is slightly lower than 1 pt.pixel⁻¹ because of the vegetation filtering in the original point clouds. The distance between the point clouds to the position of the laser scanner ($X_{TLS}, Y_{TLS}, Z_{TLS}$) is then determined and attributed in the pixel. For pixels without TLS point (e.g. pixels originally containing points from filtered vegetation), the value is linearly interpolated from the adjacent values. If a pixel contains more than one point, the average distance is attributed to the pixel. Normally, this situation cannot

happen if the laser scan acquisition is systematically realized with exactly the same acquisition set up (scan location, scan orientation, acquisition resolution). These ideal conditions cannot be totally realized in the field because the laser scanner installed on a tripod was removed after each acquisition.

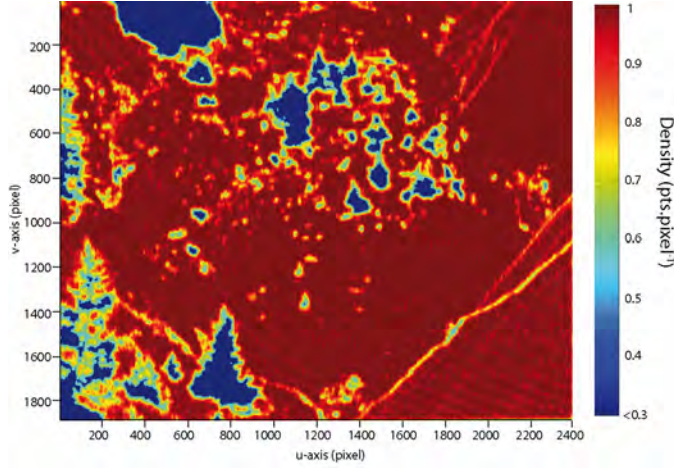


Fig. 6. Map presenting the point density in the plan perpendicular to the viewing direction of the laser scan characterized by a homogeneous distribution of the points (example of the acquisition of the 24 July 2009). The null density corresponds to the areas where vegetation was filtered.

The type of representation of the topographical surface is of paramount importance to the detection of displacements of the landslide. Because the correlation function gives good results when the input data contains regions of rapidly varying pixel information (Duffy and Hughes-Clarke, 2005), the norm of the 2D gradient in u and v directions of the distance between the point clouds and the TLS station is calculated for emphasizing the morphology of the landslide toe. The computed gradient values are then converted in grey-intensity values (16 bits) (Schwalbe et al., 2008) and are used as inputs for the correlation step to compute the 2D displacement field in the plan perpendicular to the viewing direction of the laser scan (Fig. 4, Fig. 7).

4.3. Determination of the displacement

The correlation principle consists in recognizing identical intensity distribution patterns in a correlation window in two images to determine the displacement of the center of the window by maximizing a normalized cross correlation function (Chambon, 2003; Hild, 2003). The correlation coefficient allows one to calculate a correlation factor normalized, in that case, the way that the absolute value of grey intensities are changing in the correlation window is more important than the absolute values themselves. The correlation coefficient is given by the following equation (Hild, 2003):

$$R_{d_1, d_2}(\Delta u, \Delta v) = \frac{\sum_{u=1}^{N_u} \sum_{v=1}^{N_v} (d_1(u, v) - \bar{d}_1)(d_2(u + \Delta u, v + \Delta v) - \bar{d}_2)}{\sqrt{\sum_{u=1}^{N_u} \sum_{v=1}^{N_v} (d_1(u, v) - \bar{d}_1)^2} \sqrt{\sum_{u=1}^{N_u} \sum_{v=1}^{N_v} (d_2(u + \Delta u, v + \Delta v) - \bar{d}_2)^2}} \quad (2)$$

where R is the coefficient value that has to be maximized, $(\Delta u, \Delta v)$, the corresponding displacement along the u -axis and v -axis, d_1 and d_2 are the correlation windows in the image of reference and in the second image respectively containing the grey-intensity values, N_u and N_v are the dimensions of the correlation windows along the u -axis and v -axis, \bar{d}_1 and \bar{d}_2 correspond to the spatial average of d_1 and d_2 respectively.

Practically, a correlation window d_1 is defined in the reference image (the first image of two consecutive TLS acquisitions, Fig. 8). The corresponding correlation window d_2 is then searched in an explored area belonging to the second image. The process is repeated for each pixel of the reference image by modifying the explored area in the second image. The Euclidian distance $(\Delta u, \Delta v)$ between the center of the correlation window and the position of maximum correlation coefficient value R in the second image represents the displacement magnitude. If the ground surface morphology in the correlation window is sufficiently contrasted without deformation and rotation, the correlation coefficient tends to one.

The size of the correlation window is a compromise between the desired accuracy and the spatial resolution of the displacement field (Delacourt et al., 2007). An increase of the size of the correlation window ensures a good signal-to-noise ratio, but the accuracy can decrease since the displacements are computed on a larger ground surface. However in the specific case of TLS data, a large correlation window has the advantage to take into account a high point density. Consequently, the displacements errors can be significantly lower than the displacements computed on only a few points (Lindenberg and Pfeifer, 2005; Abellan et al., 2009). In addition a small correlation window makes the correlation computations more sensitive to noise and can cause unrealistic displacement determination. Therefore, a too small correlation window is not recommended. Unrealistic displacements are easily identifiable by their random orientation and magnitude compared to the surrounding displacements (Travelletti et al., submitted). The optimum correlation window size was sought by trial and error. In this work, a correlation window of 30 pixels produced the most uniform vector field over the entire image. This correlation window corresponds to a ground surface varying between 0.5 m^2 and 3.5 m^2 .

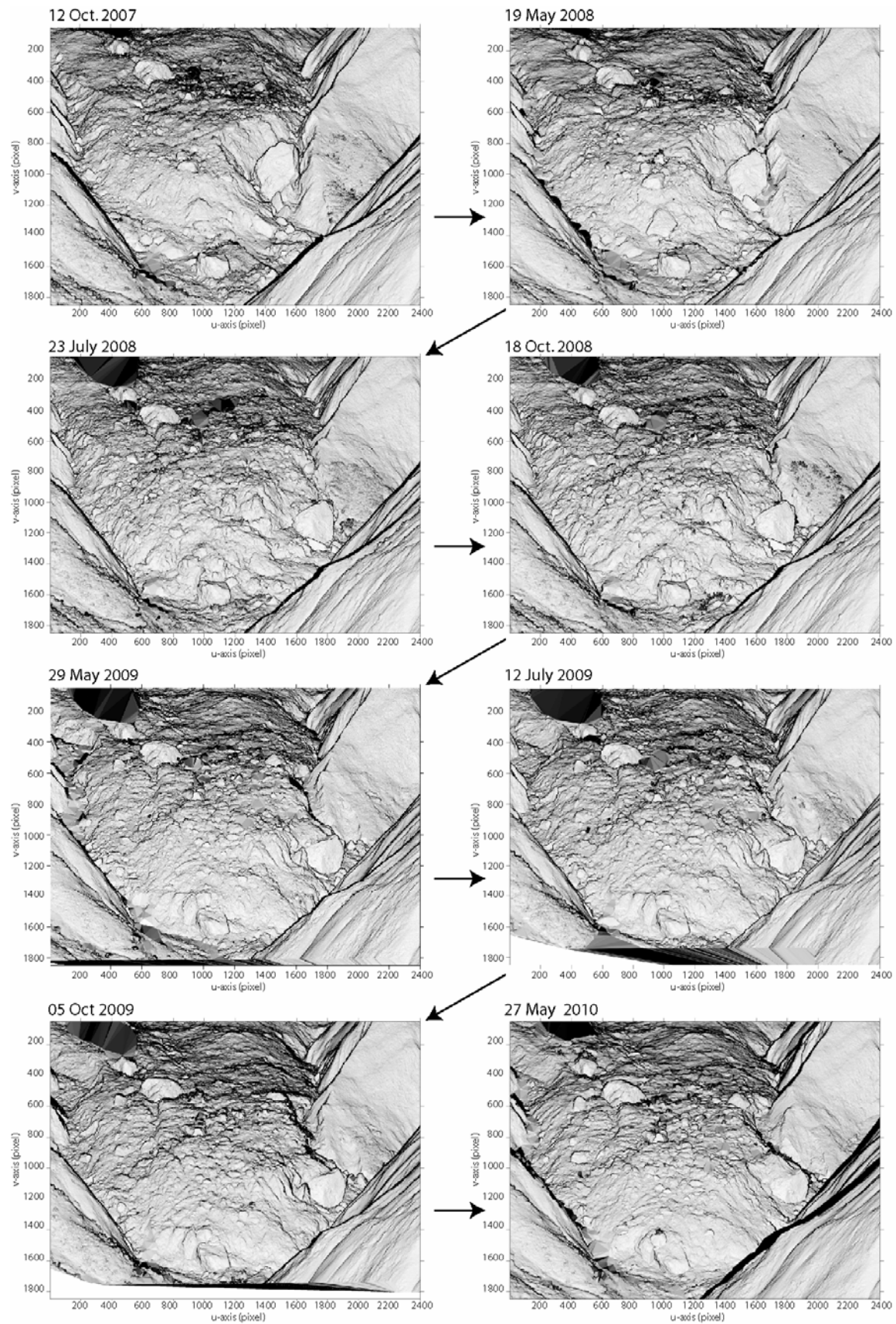


Fig. 7. Images derived from the gradient calculation on the TLS point clouds. The morphology of the landslide toe is very well represented and the progression of the landslide toe is also particularly highlighted. The grey-scale images are then correlated.

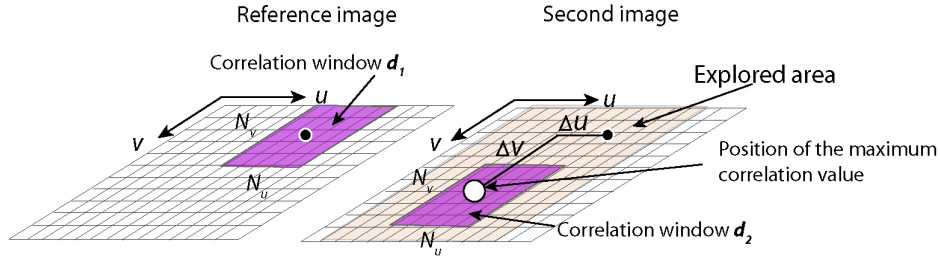


Fig. 8. Principle of the image correlation.

A sub-pixel correlation is also used to detect displacements magnitudes below the pixel size in the 2D image plane. The sub-pixel displacement is computed after the pixel-level correlation. An iterative procedure is used to find the maximum of the correlation function interpolated with a bi-parabolic formula and with a maximisation procedure based on the simplex method (Press et al., 1997; Chambon, 2003).

The result of the correlation corresponds to the displacements Δu and Δv along the u -axis and v -axis with their coefficient correlation value representing the matching quality. The reconstruction of the 3D displacement field in the local coordinate system is possible with the use of the very high resolution DEMs acquired by TLS. Because each pixel is associated to a TLS point, the 3D coordinates X , Y and Z for each pixel is known. A bilinear interpolation is used to associate a triplet of coordinates (X , Y , Z) obtained from the first and the second TLS acquisition to each initial (u, v) and final position ($u + \Delta u$, $v + \Delta v$) of the displacement vectors in the images. For each TLS acquisition, four grids are thus simultaneously generated in the plan perpendicular to the viewing direction of the TLS: a grid of distances (points-TLS station) transformed in gray-intensity values used for the correlation (Fig. 7) and three grids of coordinates X , Y , Z for the reconstruction of the 3D displacement field. This procedure is very similar to the backward projection technique used in classical photogrammetry (Corripio, 2004; Travelletti et al., submitted). Then the displacement increments ΔX , ΔY and ΔZ in the local coordinate system

can be directly determined and the 3D displacement vectors reproduced.

4.3.1 Accuracy analysis

In order to evaluate the accuracy of the whole processing chain, from the simplification of the 3D matching problem to the reconstruction of the correlated displacements in the 3D local coordinate system, synthetic homogeneous displacements were applied in the TLS point clouds of May 2008. A correlation window of 30 pixels was selected. The difference of the imposed displacements with the calculated displacements (ΔX , ΔY and ΔZ and the total displacement) is used to evaluate the error. In this test, instrumental errors and errors due to large ground deformations are not considered. Therefore, the accuracy mainly depends on the gradient contrasts and the accuracy of the cross-correlation algorithm. Two tests were realized. The first test consists in applying a metric displacements in the landslide main direction ($\Delta X = -0.34$, $\Delta Y = 0.88$, $\Delta Z = -0.33$) to verify the robustness of the proposed approach to measure large displacements. The second test consists in applying a homogeneous displacement in the landslide direction with a magnitude in the range of the TLS accuracy of 0.02 m to test the approach to measure small displacements ($\Delta X = -0.6 \cdot 10^{-2}$ m, $\Delta Y = 1.7 \cdot 10^{-2}$ m and $\Delta Z = -0.7 \cdot 10^{-2}$ m).

Table 3

Statistics of the differences between the imposed displacements and the computed displacements

Short imposed displacement (m)	$\Delta X = 0.6 \cdot 10^{-2}$	$\Delta Y = 1.8 \cdot 10^{-2}$	$\Delta Z = -0.7 \cdot 10^{-2}$	$\Delta \text{Total} = 2.0 \cdot 10^{-2}$
mean error (m)	$0.3 \cdot 10^{-2}$	$-0.4 \cdot 10^{-2}$	$0.4 \cdot 10^{-2}$	$0.6 \cdot 10^{-2}$
median (m)	0	0	0	0
standard deviation (m)	$1.7 \cdot 10^{-2}$	$2.7 \cdot 10^{-2}$	$1.5 \cdot 10^{-2}$	$1.5 \cdot 10^{-2}$
maximum (m)	$16.8 \cdot 10^{-2}$	$12.4 \cdot 10^{-2}$	$14.8 \cdot 10^{-2}$	$9.9 \cdot 10^{-2}$
minimum (m)	$-18.5 \cdot 10^{-2}$	$-18.9 \cdot 10^{-3}$	$-7.4 \cdot 10^{-2}$	$-0.9 \cdot 10^{-2}$
Large imposed displacement (m)	$\Delta X = -0.320$	$\Delta Y = 0.887$	$\Delta Z = -0.334$	$\Delta \text{Total} = 1$
mean error (m)	$-0.6 \cdot 10^{-2}$	$0.7 \cdot 10^{-2}$	$-0.8 \cdot 10^{-2}$	$0.9 \cdot 10^{-2}$
median (m)	0	0	0	0
standard deviation (m)	$2.6 \cdot 10^{-2}$	$2.9 \cdot 10^{-2}$	$2.2 \cdot 10^{-2}$	$2.7 \cdot 10^{-2}$
maximum (m)	$16.6 \cdot 10^{-2}$	$19.7 \cdot 10^{-2}$	$16.3 \cdot 10^{-2}$	$10.0 \cdot 10^{-2}$
minimum (m)	$-17.8 \cdot 10^{-2}$	$-19.9 \cdot 10^{-2}$	$-17.6 \cdot 10^{-2}$	$9.0 \cdot 10^{-2}$

The results of the tests are summarized in Table 3. Both for large displacements and small displacements, the measurement of the 3D displacements in the local coordinate system are very well reconstructed. The approach provides for both tests an average error of less than 0.01 m with a standard deviation of about 0.02 m. The correlation algorithm succeeds in recovering small displacement for more than 50% of the points (median value equal to 0).

4.3.2 Filtering of the 3D displacement field

Once the 3D displacement field has been reconstructed, a filtering is applied on the 3D displacements in order to improve the accuracy. Several methods exist to filter results obtained from images correlation (e.g. Casson et al., 2005; Travelletti et al., submitted). They all agree that a filtering exclusively based on a threshold correlation coefficient value is not sufficient since correct displacements are sometimes associated with a relative low correlation coefficient. Therefore a relatively low coefficient threshold of 0.6 is used in this study. Below this threshold, correlated displacements are rejected. Displacements oriented upslope are also removed. Because the tests presented previously show that the median value is more representative of the displacements than the mean value, a median filtering is used to remove the errors as follows. First a regular mesh grid is generated. Then the displacement components (ΔX , ΔY and ΔZ) located in the same mesh are replaced by their median value, assuming that each single mesh behaves like a rigid body. The high density of points on the landslide area is an advantage for reliable median value calculation (Fig. 3). The effect of the filtering on the displacements results in a decrease of the spatial resolution depending on the chosen grid resolution, but an increase of the accuracy which is the most important condition for reliable strain computation (Sutton et al., 1991). In this study, a one-meter grid mesh size is sufficient to describe to kinematics of the landslide toe.

4.4. Strain computation

The analysis of the displacement field is completed by a strain analysis used to highlight areas in the toe with possible different mechanical behaviour. Because the magnitude of the horizontal displacements represents on average 93% of the magnitude of the 3D displacement, the 2D Cauchy's strain tensor E is used assuming small deformation (Pollard and Fletcher, 2010):

$$E = \begin{bmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{1}{2} \left(\frac{du_x}{dx} + \frac{dv_y}{dy} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{du_x}{dx} + \frac{dv_y}{dy} \right) & \frac{dv_y}{dy} \end{bmatrix} \quad (3)$$

In this section, u and v refer to displacement increments along the x-direction and y-direction in the local coordinate system ($u = \Delta X$ and $v = \Delta Y$). A local least square fitting technique is used to compute the 2D strain tensor at each location of the grid (Pan et al., 2009). A strain window of $(2m+1) \times (2m+1)$ grid meshes is defined assuming that the displacements distribution follows a linear plane. Therefore, the following equations are solved at each mesh of the grid:

$$u(i, j) = a_1 x + b_1 y + c_1 \quad (4a)$$

$$v(i, j) = a_2 x + b_2 y + c_2 \quad (4b)$$

$i, j = -m:m$ are the coordinates in the strain window. $u(i, j)$ and $v(i, j)$ are the displacement components at the location (i, j) . a_1, b_1, a_2, b_2 are the displacement gradients to be determined, c_1 and c_2 are constant values. The overdetermined system of equations is then formulated in a matrix form and is solved in a least squares sense. To find the unknowns a_1, b_1, c_1 , Eq. (3) becomes:

$$\begin{bmatrix} 1 & -m & 1 \\ 1 & -m+1 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & m-1 & m \\ 1 & m & m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ b_1 \\ c_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u(-m, -m) \\ u(-m+1, -m) \\ \vdots \\ u(0, 0) \\ \vdots \\ u(m-1, m) \\ u(m, m) \end{bmatrix} \quad (5)$$

The procedure is similar to find the unknowns a_2, b_2, c_2 . The component of the Cauchy strain tensor can be finally estimated with $a_1 = \frac{du_x}{dx}$, $b_1 = \frac{du_x}{dy}$, $a_2 = \frac{dv_x}{dx}$ and

$b_2 = \frac{dv_x}{dy}$. As the regular grid displays a homogenous

distribution of the displacements, the least squares fitting is not influenced by important difference of points densities inside the strain window, thus making the gradient estimations more robust.

Because the strain tensor E is real and symmetric, the two eigenvalues e_1 and e_2 corresponding to the change of length per unit of length in the direction having the maximum and minimum extension (positive for extension) without shearing are then computed. The deformation is presented in this study by the surface strain defined as $\varepsilon_s = e_1 + e_2$ (positive for extension) and the shear strain defined as $\gamma = |e_1 - e_2|$. A strain window of 3×3 m is selected ($m = 1$ for a grid mesh size of 1 m).

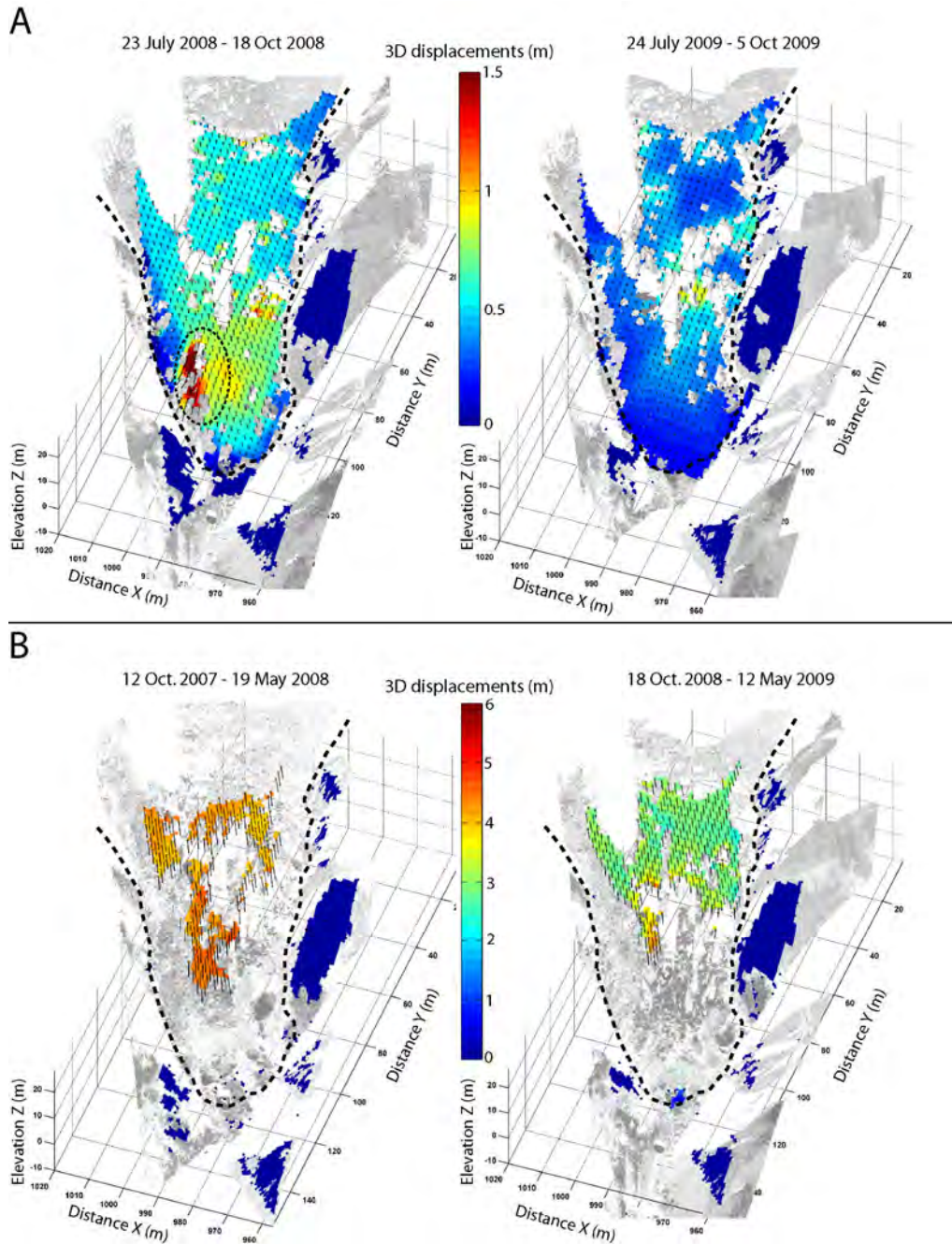


Fig. 9. 3D displacements field obtained by TLS measurements related to the acquisition periods of (A) July - October of the years 2008 and 2009, and (B) the periods of October - May of the years 2007 and 2008. The dashed circle indicates the detachment of some material at the front of the toe. The displacement maps are draped on their corresponding point clouds (intensity values).

5. Results

5.1 Displacements analysis

The displacements are generally well reproduced for all periods of acquisition. The good contrast in displacement between the landslide area and the stable area gives confidence on the calculated displacement field. Four acquisitions periods (October 2007 - May 2008, July 2008 - October 2008, October 2008 - May

2009, July 2009 - October 2009) are presented to illustrate both the performance of the approach and the behaviour of the landslide (Fig. 9A, B).

The conditions of geomorphic surface conservation are very well fulfilled in the periods characterized with a slow kinematics, especially between July and October (Fig. 8A). For the period July 2008 - October 2008, displacements between 0.5 and 1.5 m are observed, thus corresponding to an average displacement rate of 0.06 to 0.17 m.day⁻¹. The displacement field displays

significant spatial heterogeneities. The largest displacements are detected in the front of the toe where the terrain slope increases. The detachment of a toe compartment is also highlighted in the front. The same period of the following year (July 2009 - October 2009) displays a very different kinematics both in terms of magnitude and spatial distribution. Displacements are shorter and range from 0.1 m at the front of the landslide toe to 0.6 m in the upper part of the toe, thus corresponding to an average displacement rate of 0.001 to 0.008 m.day⁻¹.

The ground surface morphology between October and May of 2008 and 2009 is systematically affected by strong deformations. No coherent displacement can be obtained in the front of the toe due to excessive ground deformation. Consequently 15% to 40% of the displacements derived from TLS point clouds are realistic (Fig. 9B). However the kinematics in the upper part of the toe is realistic and displays an uniform displacement field showing that this part of the toe behaves like a rigid body. Displacements of 4.3 m for the period May-October 2008 and 3.2 m for the period May-October 2009 are observed.

5.2. Comparison and validation of the displacements

Two methods are used to validate the computed displacements. The first method consists in comparing the obtained displacements with the displacements derived from the ICP method following the procedure described

in Oppikofer et al. (2009). This comparison allows one to evaluate the accuracy by taking into account the noise in the data (e.g instrumental error, material reflectivity, incidence angle). The effect of the co-registering quality on the displacement errors is thus not considered. Five rigid blocs distributed on the landslide toe are identified in the point clouds of each TLS acquisition (Fig 10A). The blocs are triangulated in the plane normal to the laser viewing direction in order to minimize the effect of shadow zones in the interpolation. The triangulated blocs of the first TLS acquisition are aligned on their corresponding triangulated blocs in the second TLS acquisition. The comparison of the displacements is made exactly in the part of the blocs where a displacement obtained by the correlation is located assuming a distance tolerance of 0.30 m. The rapid convergence of the ICP algorithm gives good confidence in the displacements computations. The accuracy of the ICP method is evaluated by calculating the residual misfit of the bloc alignments. An average error of 1 cm and a standard deviation of 1 cm is obtained. The results of the comparisons between the displacement obtained with the ICP method and those derived from the correlation are synthesized in Fig. 10B. The displacements derived from both methods are in very good agreement ($r^2 = 0.99$) with an average error and a standard deviation of 0.004 m and 0.025 m respectively.

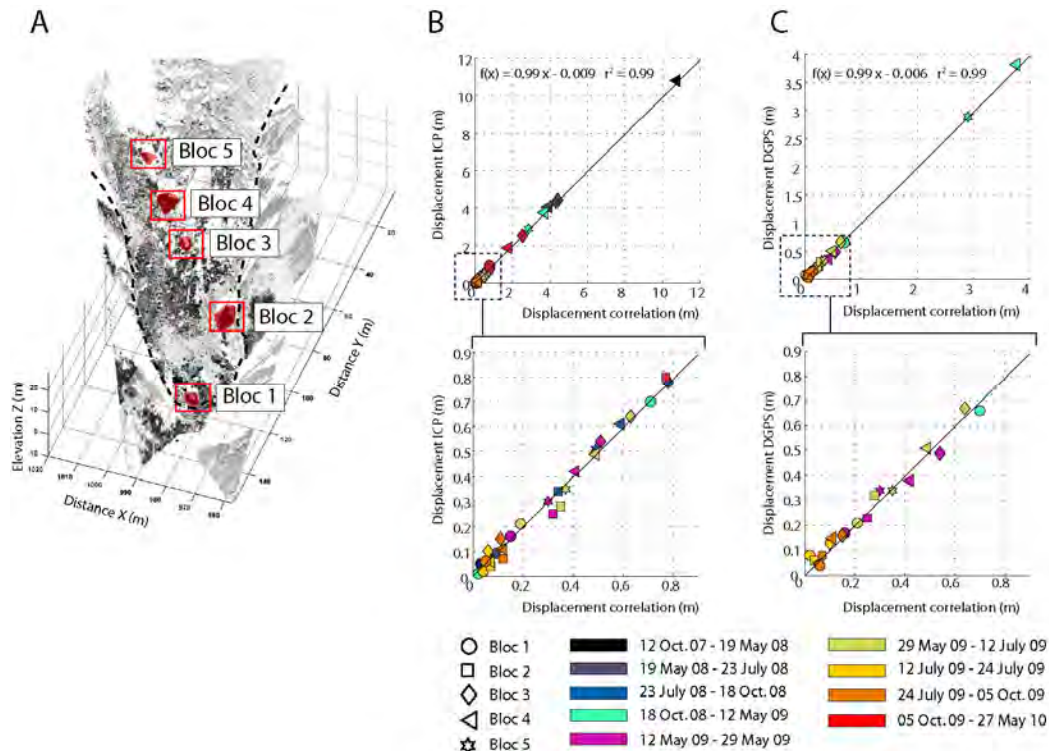


Fig. 10. Comparison and validation of the displacements obtained by correlation with the ICP method and with dGPS monitoring of blocks. A) Location of the blocks in the point cloud, B) Comparison with the ICP method and C) Comparison with the dGPS monitoring.

The second method consists in comparing the obtained displacements with differential GPS surveys (dGPS) of the same blocks (horizontal and vertical accuracy of 0.02 m and 0.05 m). This comparison allows one to evaluate the accuracy of the approach by taking into account the noise in the data with the co-registering errors between two acquisitions. The comparison of the displacements is made exactly in the part of the blocs where a displacement obtained by the correlation is

located assuming a distance tolerance of 0.30 m. The displacements perfectly correlate ($r^2 = 0.99$). An average error and a standard deviation of 0.008 m and 0.04 m are respectively determined (Fig. 10C). These values are in good agreement with the residual misfit due to the co-registering error computed on the sable part (Fig. 4).

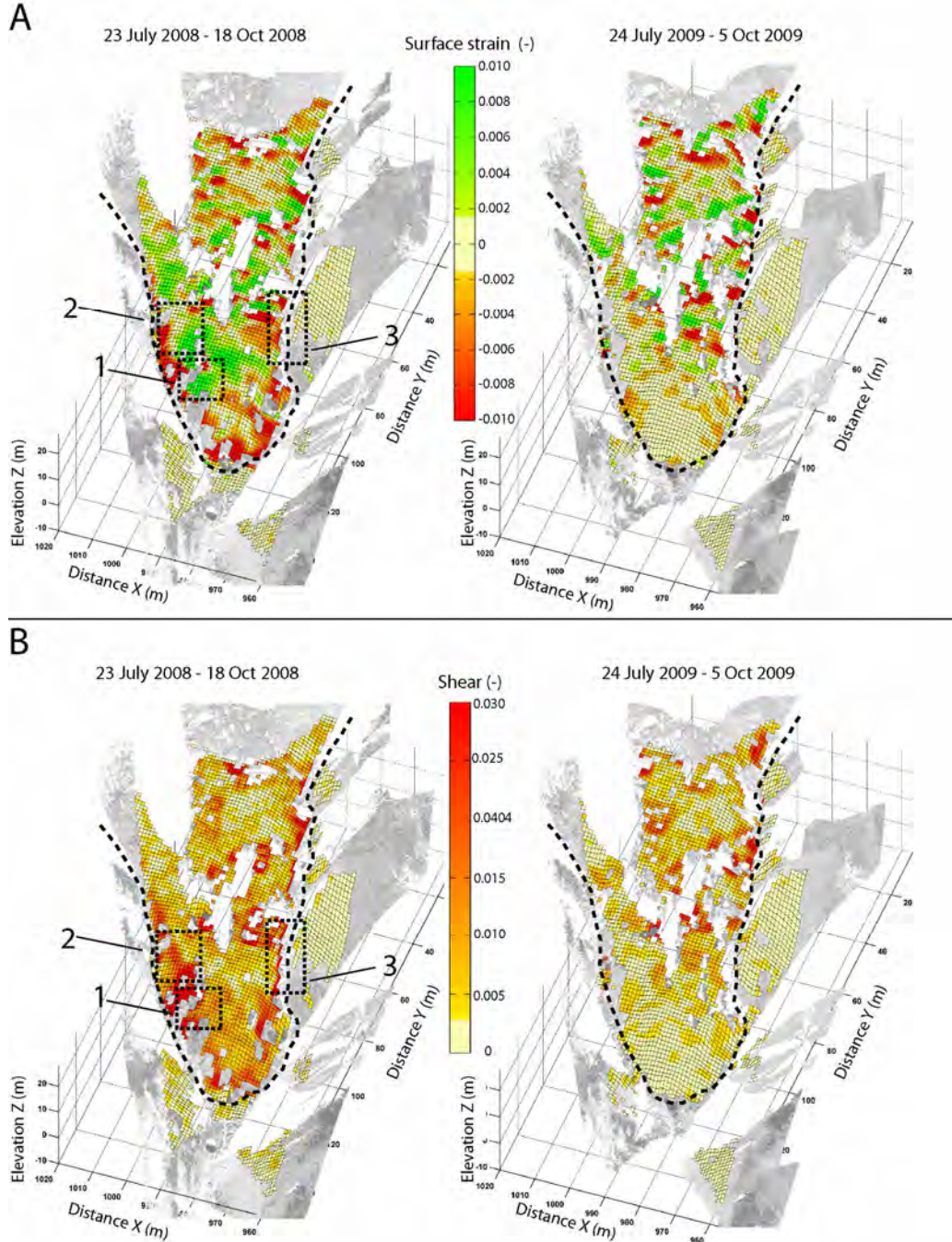


Fig. 11. Strain field obtained by TLS measurements related to the acquisition periods of July – October of the years 2008 and 2009. Maps of the surface strain (a positive value means extension) (A) and of the shear strain (B). The dashed squares refer to Fig. 12. The strain maps are draped on their corresponding point clouds (intensity values).

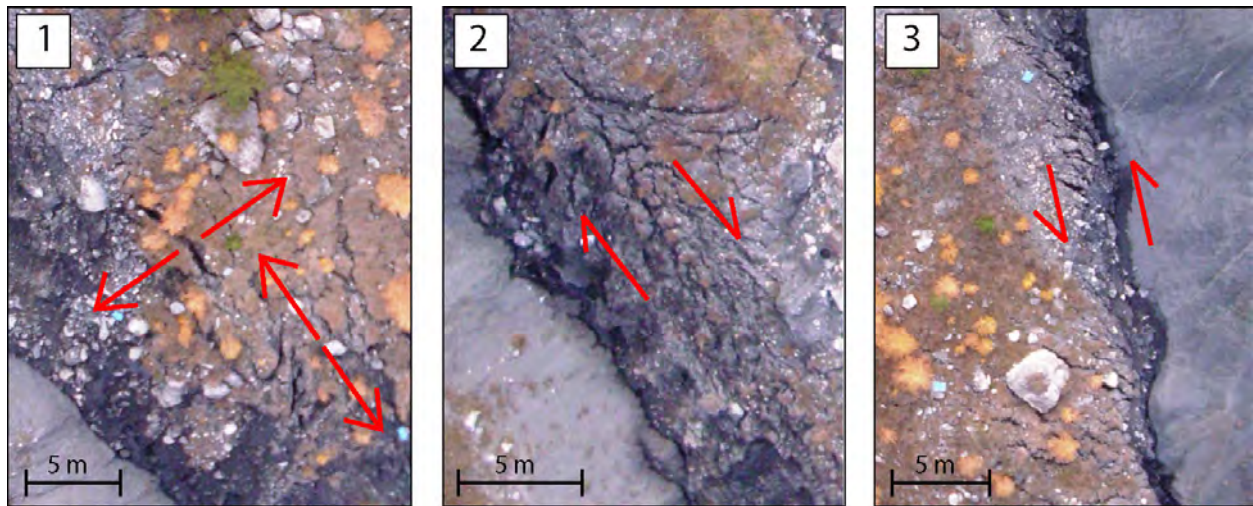


Fig. 12. Tensile fracture (1) and shear fracture (2, 3) observed at the front of the toe (block 4 in Fig. 9) on an orthophotograph acquired in October 2008 by Niethammer et al. (2010). The location of the pictures is indicated in Fig. 11.

5.3. Strain analysis

The strain field derived from the acquisition periods of July - October 2008 and 2009 is used to illustrate the kinematics of the toe. The first step consists in determining the accuracy of the computed strain field. Therefore, a null hypothesis is performed on the stable areas assuming that the strain error in these parts is similar to the strain error in the landslide. The accuracy analysis on the stable parts shows that more than 90% of the surface strain and shear strain ranges between $\pm 2 \cdot 10^{-3}$ which is therefore considered as the lowest interpretable value. The importance of the compression and shear strain affecting the toe front explains why the correlation computation sometimes tends to fail in that part of the landslide (Fig 8 B, Fig 10A, B).

The strain analysis allows one to discriminate areas under extension or compression affected by shearing (Fig. 11). Note that because of the finite size of the correlation window and the strain window, a significant smoothing of the strain fields is introduced, associated with a spatial spreading of the structures. The upper part of the toe is characterized by a succession of approximately parallel bands (width of 5 to 10 m) in compression and extension whose main orientation is perpendicular to the sliding direction (Fig. 11A). Except at the proximity of the stable part, the upper part is not affected by important shearing (Fig. 11B). The location of the compression and extension zone changes from 2008 to 2009, thus suggesting a possible displacement of these areas with the landslide material. The behavior of the toe front is very different considering the year 2008 or the year 2009. In 2008, extension is observed, thus inducing compression in the material located in the very front of the toe near the boundary of the landslide (Fig 11A). The consequence of this extension results in the development of tensile fissures identifiable on the field (Fig. 12). The toe front is

also affected by important shearing concentrated along the landslide boundary. The important shear magnitude in these areas is confirmed by very persistent shear and tensile fissures affecting the landslide material (Fig. 12). In 2009, the deformation affecting the toe front is less important than in the previous year because the displacements in that part are very low and uniform.

A more objective validation of the computed strain field will be to compare the ellipse of deformation with the density and the orientation of the fissures automatically determined with Object-oriented techniques applied on very high resolution orthophotographies (Stumpf et al., 2011). Actually both techniques give information on the behaviour of the mudslide and are thus complementary.

5.4. Geomorphological and hydro-mechanical evidences of the mudslide behavior

The long-term displacement magnitudes are directly correlated with the hydrological setting of the site, and more specifically with the changes in pore water pressure which are continuously measured in a piezometer located at 80 m from the toe (Fig. 13). The important displacement of the toe (block 4 ; Fig. 9) observed between May 2007 and October 2008 of 14.66 m is related to an increase of pore water pressure of about 15 kPa. The rapid snowmelt and the rainfall of spring 2008 are responsible for this rapid increase of pressure. After the peak of pore water pressure observe on the 15 April 2008, a continuous creep process (visco-plastic behaviour) is involved in the slow displacement of the toe with an average displacement rate of 0.027 m.day^{-1} in the summer period. This creep process corresponds to a general decrease of the pore water pressure due to the drainage of the landslide aquifer until its minimum level 10 month later (17

April 2009). Short-term increases of pressure are observed, but their influences on the landslides kinematics are not perceptible due to the large acquisition period of the TLS acquisitions. As expected, the toe acceleration between October 2008 and May 2009 is directly correlated with a recharge of the landslide aquifer and consequently an increase of the pore water pressure with a magnitude lower (10 kPa) than the preceding year, resulting directly in a lower displacement magnitude of 4.58 m. An average creep rate of 0.002 m.day^{-1} is then obtained in summer. The pore water pressure changes on the displacement rates are therefore a main factor controlling the kinematics of the Super-Sauze landslide.

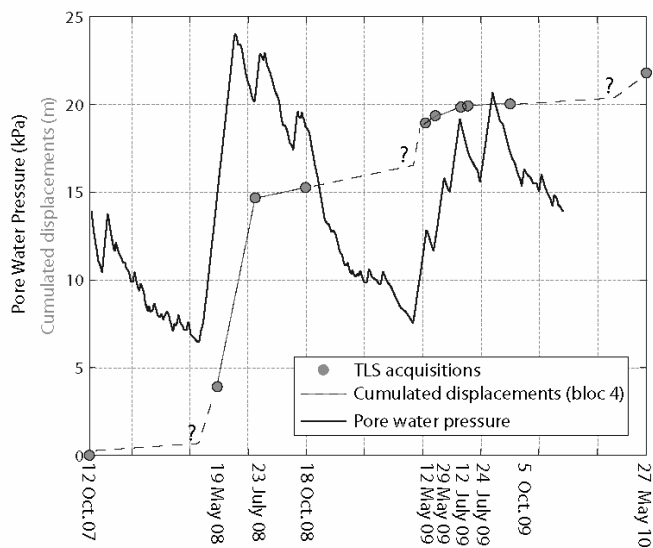


Fig. 13. Relationship between the pore water pressure and the cumulated displacements of the landslide toe during the TLS monitoring period. The date of the acceleration initiation in the spring season is unknown and is therefore assumed to be close to the date corresponding to the minimum yearly pore water pressure.

Some questions arise about the succession of compression and extension areas observed in the upper part of the toe by the strain analysis (Fig 11). Actually Savage and Smith (1986) and Picarelli et al. (1995) demonstrated that slow-moving landslide affected by internal deformation can present such extension and compression areas. Positive excess pore water pressure under initially undrained conditions can be generated in these areas. This mechanism is susceptible to cause liquefaction of the toe if the stress is applied in very short time and if the permeability of the material is very low. This mechanism was also illustrated by van Asch et al. (2006) who suspect that, in certain cases, excess pore pressures can develop due to compression and extension zones in a moving body due to changes in slope gradient or in the bedrock geometry. Van Asch et al. (2006) show by modeling that liquefaction is possible in remoulded clays of the Super-Sauze mudslide. The energy will not dissipate through friction inside the landslide material, but

can be transformed into kinetic energy and initiate liquefaction. These considerations point out the utility of monitoring the evolution of the strain field at high spatial resolution to localize possible areas accumulating strain which are susceptible to liquefy in case of rapid loading.

6. Discussion

In the case of objects scanned from a single position, the simplification of the 3D matching problem to a 2D matching problem is thus possible without significant loss of information during the processing chain due to an optimized grid mesh size selection according to the point density. The approach allows one to minimize the presence of shadow zones which is an important factor affecting the quality of the displacements computation.

This work shows that this method has many advantages for TLS investigation on landslides. Firstly, the approach exploits all the potential of the high sampling density of the point clouds for TLS data. The second advantage concerns the 3D displacements that are derived from the correlation in opposition to the 1D information obtained from classical differential DEM (Bitelli et al., 2004). The displacements can therefore be used for strain computations allowing a more exhaustive analysis of the landslide kinematics. An interesting advantage is also due to the fact that the quality of the estimated displacement can be checked with the correlation coefficient R in Eq. 2 associated to the displacement computations. This quality criterion together with directional criteria (deletion of upslope displacements) and a median filtering allow one to improve the accuracy of the displacement field.

In real conditions, the results are limited by several factors. The deformation rate developing between two TLS acquisitions is the most critical factor that affects the quality of the correlation. A conservation of the ground surface morphology is thus essential for reliable displacements measurement, which is also a prerequisite in most 3D matching algorithms (Teza et al., 2007). The unfiltered vegetation is also a very important factor that drastically influences the quality of the displacements computations. Nevertheless, in certain circumstances, rigid parts of the vegetation (i.e tree stumps) can be useful if there are perfectly recognizable in consecutive TLS acquisitions. They can enhance the texture of the 2D images perpendicular to the viewing direction, thus better constraining the 2D correlation computations. As pointed out by Monserrat and Crosetto (2008), instrumental errors and the co-registering errors are the major factors affecting the accuracy of the displacements.

Independently of the factors previously cited which affect also the accuracy of classical 3D matching

algorithms, the 3D simplification problem implies some limitations inherent to the 2D correlation. A first limitation is that the 2D correlation cannot track objects that are affected by very important rotation between two consecutive acquisitions (Lewis, 1995). The second limitation is linked to the use of a perspective projection. The consequence is that the distances and the angles are not preserved in the 2D images. If an object moves considerably from the background to the foreground of the image, it will be affected by an important perspective distortion that classical correlation algorithms cannot manage. Low textured surface is also another factor that impedes reliable 2D correlation.

Finally, the proposed approach appears suitable to monitor a wide range of geomorphological processes characterized with slow and centimetric deformation of a surface sufficiently textured like glaciers or volcanoes inflation. The approach can also be adapted for slow deformation of large rock instabilities, because the plastic deformations of the objects (rock compartments) are less important than in soils. However additional efforts are also still necessary to adapt the method to different acquisition configuration and to integrate in an optimal way the displacements field obtained from different view points.

7. Conclusion

This work presents a new and simple approach to derive the 3D displacement field from consecutive TLS acquisition by fully exploiting the geometrical information contained in the point clouds. This method provides an alternative to complex 3D matching algorithms since the implementation of 2D correlation algorithms is much simpler and time consuming. In the case of landslide characterized without excessively dense vegetation cover, the proposed approach has been demonstrated to be an accurate method for the determination of the 3D displacements. The error related to the approach itself is negligible compared to the instrumental and co-registering errors. The strongest limitation of the approach is due to the development of strong deformation between two TLS acquisition.

The kinematics of the toe of the Super-Sauze landslide could be determined. The obtained displacements are in perfect agreement with the displacements computed with the ICP algorithm and the displacements derived from dGPS surveys. The 2D strain analyse allowed one to detect different kinematics patterns in the landslide toe. These patterns are in good agreement with the observed fissuring.

Finally, because the proposed approach appears suitable to monitor different kinds of slow geomorphological processes (e.g. ice and rock glacier, creeping slopes, inflation of volcano slopes), it can be setup in an

automatic routine that can be potentially used in permanent monitoring systems.

Acknowledgements

This work was supported by the European Commission through the Marie Curie Research and Training Network '*Mountain Risks: from prediction to management and governance*' (FP6, MCRTN-035798; 2007-2010), and partly through the Large-scale integrating project '*SafeLand: Living with landslide risk in Europe*' (FP7;2009-2012). The authors are grateful to Mr. Grzegorz Skupinski (University of Strasbourg) for his support in the acquisition of the Terrestrial Laser Scanning data. The authors thank Pr. Michel Jaboyedoff, Institute of Geomatics and Risk Analysis, University of Lausanne, Switzerland for the possibility to use their Terrestrial Laser Scanner for the acquisition of some of the point clouds used in this work.

References

- Abellán, A., Jaboyedoff, M., Oppikoffer, T., Vilaplana, J. M., 2009. Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 9, 365-372.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Bauer, A., 2009. LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 9, 1087-1094.
- Bauer, A., Paar G., Kaufmann, V., 2003. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In: Phillips M., Springman S. M., and Arenson L. U. (Eds.), *Proceedings of the 8th International Permafrost Conference*, Zurich, Balkema 1, pp. 55-60.
- Besl, P., McKay, N., 1992. A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Trans Pattern Anal Mach Intell*, 14, 239-256.
- Bitelli G., Dubbini M., Zanutta A., 2004. Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslides bodies, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35, 246-251.
- Corsini, A., Farina P., Antonello G., Barbieri M., Casagli N., Coren F., Guerri L., Ronchetti F., Sterzai P., Tarchi D., 2006. Space-borne and ground-based SAR interferometry as tools for landslide hazard management in civil protection. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 2351 - 2369.
- Casson, B., Delacourt, C., Allemand, P., 2005. Contribution of multi-temporal sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 425-437.
- Chambon, G., 2003. Caractérisation expérimentale du frottement effectif des zones de faille. PhD Thesis. Université Paris XI Orsay, Paris.
- Corripio, J.G. 2004. Snow surface albedo estimations using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing* 25(24), 5705-5729.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon, H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and Quick-Bird satellite images. *Geophysical. Research Letters*, 31, 1-5.

- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., Varel, E., 2007. Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de Société Géologique*, 178(2), 89-100.
- Duffy, G. P., Hughes-Clarke, J. E., 2005. Application of spatial cross correlation to detection of migration of submarine sand dunes. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-11.
- Gruen, A., Akca, D., 2005. Least squares 3D surface and curve matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 59 (3), 151-174.
- Giussani, A., Scaioni, M., 2004. Application of TLS to support landslides study: survey planning, operational issues and data processing. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 36 (Part 8/W2), 318-323.
- Hild, F., 2003. Mesure de champs de déplacement par corrélation d'images et applications en mécanique des solides. Notes de cours, IPSI. Laboratoire de Mécanique et Technologie, CNRS-UMR 8535, Université Paris 6, France.
- Hiremagalur, J., Yen, K.S., Akin, K., Bui, T., Lasky, T.A., Ravani, B., 2007. Creating standards and specifications for the use of Laser Scanning in CalTrans projects. Technical Report F/CA/RI/2006/46, California Department of Transportation, University of California, Davis, US.
- InnovMetric, 2009. PolyWorks User's Manual - 3-D scanner and 3-D digitizer software. InnovMetric Software Inc., <http://www.innovmetric.com/>
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellan, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., Pedrazzini, A., 2010. Use of LiDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*. doi 10.1007/s11069-010-9634-2.
- Kraus, K., Waldhäusl, P., 1994. Photogrammetry, Fundamentals and Standard processes. vol 1. Hermès (Eds.), Paris.
- Ledesma, A., Corominas, J., Gonzáles, D.A., Ferrari, A. 2009. Modelling slow moving landslides controlled by rainfall. In *Rainfall-Induced Landslides*, Picarelli L, Tommasi P, Urciuoli G, Versace P (eds). The first Italian Workshop on Landslides: Napoli, 196-205.
- Lee, B.U., Kim, C.M., Park., R.H., Nurre, J.H., Corner, B.R. 1999. Error sensitivity of rotation angles in the ICP algorithm. *SPIE Proceedings Series A*, 3640. 146-156.
- LePrince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., Avouac, J.- P. 2008. Monitoring earth surface dynamics with optical imagery. *Eos*, 89, 1-5.
- Lichti, D. D., Jantso, S., 2006. Angular resolution of terrestrial laser scanners. *Photogrammetric Record*, 21, 141-160.
- Lewis, J.P. 1995. Fast normalized cross-correlation. *Vision Interface*, 120-123.
- Lindenberg, R., Pfeifer, N., 2005. A statistical deformation analysis of two epochs of terrestrial laser data of a lock. *Proceedings of the 7th Conference on Optical 3-D Measurement Techniques*, Vienna, Austria, 3-5 October 2005, 2, pp. 61-70.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of global positioning system for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43, 33-54.
- Malet, J.-P. 2003. Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydromécanique. PhD Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of global positioning system techniques for the continuous monitoring of landslides. *Geomorphology*, 43, 33-54.
- Monserat, O., Crosetto, M., 2008. Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry*, 61(1), 142-154.
- Niethammer, U., Rothmund, S., James, M. R., Travelletti, J., Joswig, M. 2010. UAV-based remote Sensing of landslides. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVIII, Part 5 Commission V Symposium, Newcastle upon Tyne, UK.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff M., Kreusen, H.-R., 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 8, 531-535.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L. H., Derron, M. H., Metzger, R. 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1003-1019.
- Pan, B., Asundi, A., Xie, H., Gao, J. 2009. Digital image correlation using iterative least squares and pointwise least squares for displacement field and strain field measurements. *Optics and Lasers in Engineering*, 47, 865-874.
- Picarelli, L., Russo, C., Urciuoli, G., 1995. Modelling earthflow movement based on experiences. *Proceedings of the 11th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Copenhagen, Balkema, vol. 6, 157-162.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Ramondini, M., Comegna, L. 2005. Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. *Landslides* 2, 15-30.
- Pollard, D., Fletcher, C. 2010. *Fundamentals of Structural Geology*. Cambridge University Press (Eds.), Cambridge.
- Prokop, A., Panholzer, H., 2009. Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1921-1928.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. 1997. *Numerical Recipes in C, The Art of Scientific Computing*, Second Edition, Cambridge Univ. Press, New York
- Savage, W.Z., Smith, W.K., 1986. A model for the plastic flow of landslides. *US Geological Survey Professional Paper* 1385, 32 pp.
- Schwalbe, E., Maas, H.-G., Dietrich, R., Ewert, H., 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range scanner point clouds. *ISPRS - The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII, Part B5, Beijing 2008.
- Slob, S., Hack, R. 2004. 3D Terrestrial Laser Scanning as a new field measurement and monitoring technique. In: Hack, R., Azzam, R., Charlier, R. (Eds), *Engineering geology for infrastructure planning in Europe: A European perspective*. Springer, Berlin. Lecture notes in Earth Sciences, 104, pp. 179-189.
- Sutton, M.A., Turner, J.L., Bruck, H.A., Chao, T.A. 1991. Full-field representation of discretely sampled surface deformation for displacement and strain analysis. *Experimental Mechanics*, 31(2),168-77.
- Sturzenegger, M., Stead, D., 2009. Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 9, 267-287.

- Stumpf, A., Niethammer, U., Rothmund, S., Mathieu, A., Malet, J-P., Kerle, N., Joswig, M. 2011. Advanced image analysis for automated mapping of landslide surface fissures. In Margottini, C. (Ed): Proceedings of the Second World Landslide Forum, Roma, 3-7 October 2011, Roma. (in press).
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N., Genevois, R., 2007. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing*, 28(16), 3425-3446.
- Teza, G., Pesci A., Genevois, R., Galgaro, A., 2008. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology*, 97, 424-437.
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.-P., Jaboyedoff, M., 2008. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *ISPRS - The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII. Part B5, pp. 485–490
- Travelletti, J., Malet, J-P. 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of multi-source data. *Engineering Geology* (in press).
- Travelletti, J., Delacourt, C., Toussaint, R., Allemand, P., Malet J.-P. Schmittbuhl, J., Bastard, M. Correlation of multi-temporal ground-based images for landslide monitoring: application, potential and limitations. Submitted to *ISPRS International Society of Photogrammetry and Remote Sensing*.
- van Asch, Th. W. J., Malet, J.-P., van Beek, L. P. H. 2006. Influence of landslide geometry and kinematics deformation to describe the liquefaction of landslides: some theoretical considerations. *Engineering Geology*, 88, 59-69.
- Vosselman, G., Maas, H.-G., 2010. *Airborne and Terrestrial Laser ScanScanner laserning*. Whittles Publishing, Dunbeath.
- Weber, D., Herrmann, A. 2000. Contribution de la photogrammétrie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables: l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-provence, France). *Bulletin de la société géologique de France* 171 (6), 637-648.

5.3.3.2 Acquisitions complémentaires d'orthophotographies et de MNTs par drone aéroporté

A l'échelle du pied de la coulée, cette étude a mis en évidence l'alternance de zones en compression et en extension agencées perpendiculairement au sens d'écoulement de la coulée. A l'échelle de la coulée, l'ensemble de la zone d'accumulation est globalement en compression du fait de la diminution des amplitudes des déplacements d'amont en aval.

Une acquisition par drone (quadricoptère) équipés d'un appareil photographique digital a été réalisée pour produire des orthophotographies à très haute résolution (1 centimètre de résolution) servant à la cartographie détaillée de la coulée (Niethammer et al., 2010 ; Niethammer et al., 2011) (Figure 5.22 A). Les détails d'acquisition et de traitement ainsi que les résultats sont présentés en Annexe 4. A partir des différentes vues stéréoscopiques, un MNT a pu être dérivé et comparé au MNT d'octobre 2009 du pied de la coulée acquis au scanner laser terrestre (Figure 5.22 B). Les différences décimétriques sont essentiellement dues aux zones d'ombre dans les nuages de points LiDAR ainsi qu'à la présence de végétation, de zones faiblement illuminées et de la forte topographie du terrain affectant la qualité du MNT photogrammétrique (Niethammer et al., 2011). Par comparaison avec l'orthophotographie de 2007 (identification manuelle de blocs déplacés), cette étude souligne la diminution des amplitudes des déplacements d'amont en aval et l'influence de la topographie du substratum sur le champ de déplacement.

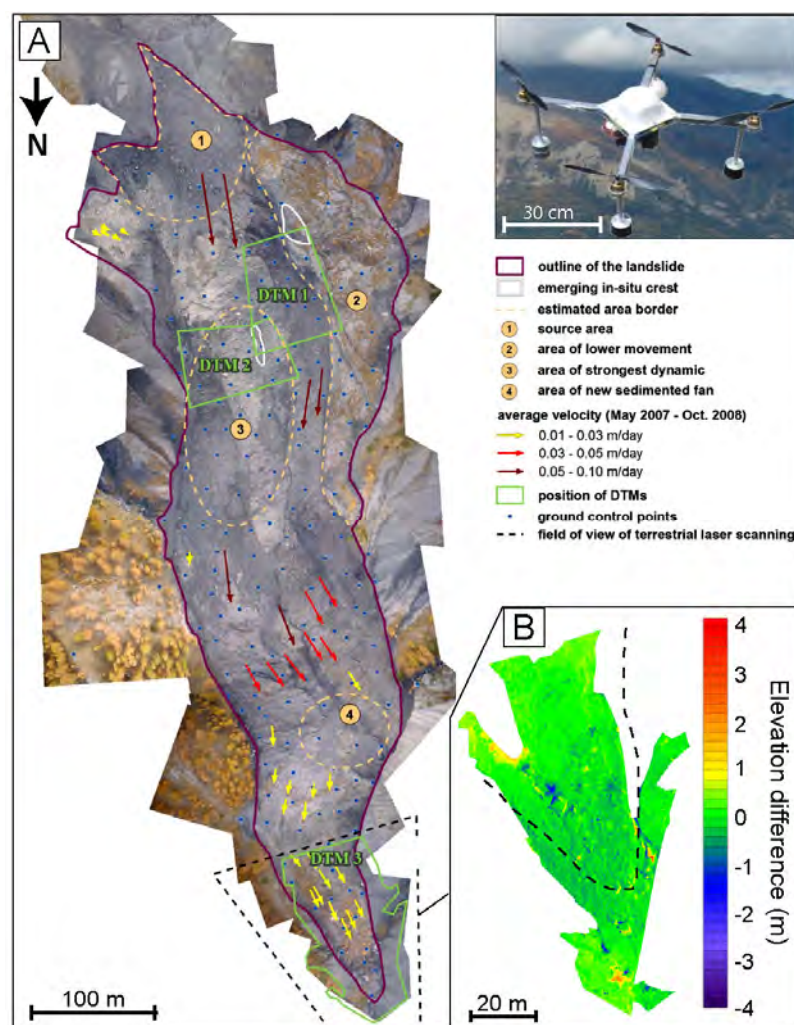


Figure 5.22 – Dynamique globale de la coulée de Super-Sauze à partir d'acquisitions par drone aéroporté (Niethammer et al., 2011), A) mosaïque d'orthophotographies acquises par drone en octobre 2008 avec les vecteurs de déplacement par comparaison avec l'orthophotographie aérienne d'octobre 2007, B) différence d'altitude entre le MNT photogrammétrique du pied de la coulée et le MNT issu de l'acquisition au laser scanne terrestre d'octobre 2008.

5.3.4 Synthèse de la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze

5.3.4.1 Synthèse de la cinématique de la zone d'ablation

L'analyse morpho-structurale de l'escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze a mis en évidence le rôle de la fracturation régionale et locale. La fracturation régionale représentée par deux failles d'orientation Sud Ouest – Nord Est et Sud Sud Est – Nord Nord Ouest explique en partie la rupture progressive de l'escarpement principal à cet endroit dans les années 1950 (Figure 5.23 A). La configuration de la fracturation locale de l'escarpement est globalement favorable aux instabilités (orientation moyenne des discontinuités en aval pendage). L'activité de la zone d'ablation est caractérisée par une forte variabilité temporelle et spatiale. Des différences importantes de volumes provenant de l'escarpement au printemps ont pu être identifiées entre 2008 et 2009 ($30'000 \text{ m}^3$ et 900 m^3 en 2008 et 2009 respectivement). En été, le replat supérieur s'affaisse progressivement par effet de vidange. Suite à l'éboulement de mars 2008, cette vidange s'est produite rapidement, des vitesses moyennes de 0.30 m.jour^{-1} ont pu être déterminées (Figure 5.23 B).

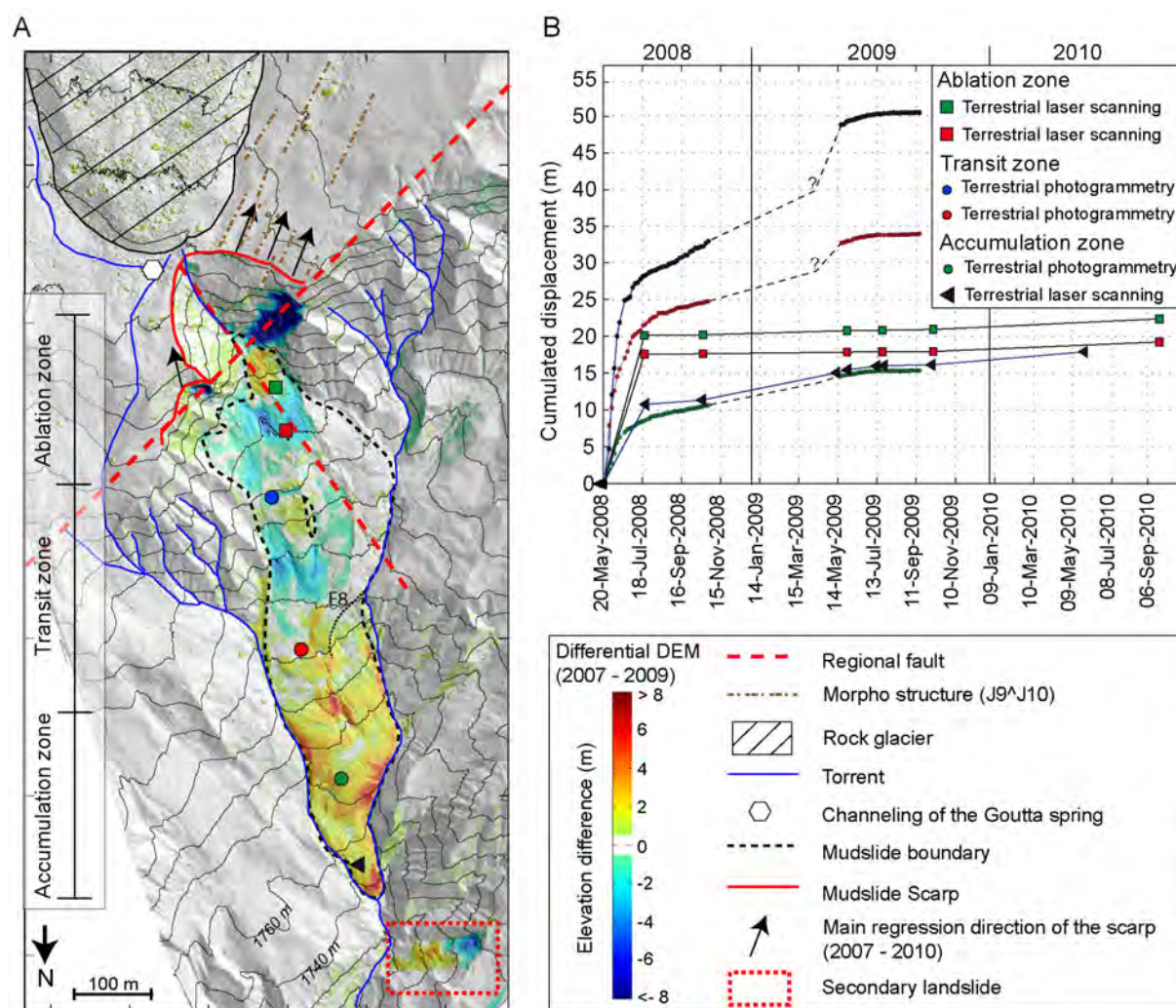


Figure 5.23 – Synthèse de la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze pour la période 2007 – 2010. A) MNT différentiel produit à partir des MNT LiDAR 2007 et 2009 (l'erreur moyenne en élévation et l'écart-type déterminés sur les zones stables sont de -0.05 m et 0.21 m respectivement) avec les principales morpho-structures contrôlant le développement de la coulée. La zone de dépôt de l'éboulement de mars 2008 y est bien identifiée ainsi que le développement d'un glissement secondaire à proximité du torrent de Sauze, une centaine de mètres en aval du pied de la coulée, B) déplacements cumulés issus du suivi par scanner laser terrestre et par photogrammétrie optique terrestre.

Sur le long terme, l'évolution de la partie Ouest de l'escarpement principal est contrôlée principalement par trois discontinuités très persistantes (J7, J9 et J10) favorisant l'infiltration d'eau et augmentant la probabilité d'une mise en pression à l'arrière de l'escarpement (Figure 5.13 A). La première discontinuité (J7) subparallèle à la faille régionale Sud Sud Est – Nord Nord Ouest est responsable de décrochements en masse de volumes importants. L'intersection des deux autres discontinuités (J9 et J10) permet des décrochements de type dièdre, et modèle la morphologie du replat au dessus du domaine Ouest. Leur intersection se matérialise sur le terrain par des structures morphologiques décamétriques subparallèles à la faille Sud Ouest – Nord Est dans lesquelles l'eau de ruissellement s'infiltre (Figure 5.23 A) et resurgit en partie dans l'escarpement principal. La combinaison de J7, J9 et J10 favorise donc la régression lente de l'escarpement vers le Sud Est.

Dans le domaine Est de l'escarpement, la fracturation favorise les mécanismes cinématiques de rupture de type dièdre et de type plan mobilisant des volumes fréquents de quelques décimètres cubes et, occasionnellement, de quelques mètres cubes. Depuis la rupture dans les années 1960, le recul principal de la couronne s'effectue effectivement dans ce secteur. Une évolution du domaine Est dans la direction parallèle à l'axe d'intersection formé par la stratigraphie S0 et la discontinuité J2 (Figure 5.23 A) semble le scénario le plus probable augmentant la probabilité de capture de sources provenant du glacier rocheux. Par ailleurs, la faille régionale Sud Sud Est – Nord Nord Ouest est responsable de la capture de volumes importants d'eau (ruissellement, fonte du glacier rocheux) qui resurgissent à l'interface moraine-Terres Noires (de Montety et al., 2007). Cet apport d'eau sera tenu compte dans la modélisation hydro-mécanique (§ 6.2).

5.3.4.2 Synthèse de la cinématique des zones de transit et d'accumulation

La corrélation entre les fluctuations temporelles du niveau de la nappe phréatique et les taux de déplacement observés en surface indique une influence majeure des variations des pressions interstitielles sur le comportement de la coulée. En effet, l'accélération exceptionnelle de la coulée en 2008 est liée à une augmentation régulière des pressions interstitielles d'environ 12 kPa en 40 jours suite à des précipitations importantes au printemps (Figure 5.23 B, Figure 5.24). Ces pressions ont été mesurées en continu dans trois piézomètres Casagrandes BV16, CV10 et EV2 localisés dans les zones de transit et d'accumulation de la coulée. L'initiation de l'accélération n'a pas pu être détectée par le système de surveillance photogrammétrique, mais elle se situe probablement vers la mi-avril lorsque les pressions d'eau interstitielles commencent à augmenter fortement. La date de l'initiation de l'accélération sera estimée par modélisation hydro-mécanique dans la suite de cette étude (§ 6.2). Cette période d'accélération est caractérisée par des vitesses maximales de 3.5 m.jour⁻¹ atteintes vers le 1 juin 2008 dans la partie amont de la zone de transit. Cette vitesse correspond au maximum de pression interstitielle observé dans les piézomètres BV16 et CV10. La plus grande amplitude de pression interstitielle observée dans EV2 (15 kPa) est localisée dans la zone d'accumulation. Les taux de déplacement y sont toutefois les plus faibles (vitesse maximale de 0.5 m.jour⁻¹ atteinte le 4 juin 2008) à cause de la géométrie du substratum (radoucissement de la pente moyenne du substratum de 32° dans la zone amont de la zone de transit à 21° dans la zone d'accumulation et resserrement de la vallée torrentiel en aval) et de conditions aux limites hydrologiques différentes des zones en amont du fait du drainage latéral de la nappe vers les torrents (Figure 5.23 A). La géométrie complexe du substratum influence la distribution spatiale du champ de déplacement en créant des obstacles à l'écoulement. La crête stable *in-situ* émergente dans la partie amont de la zone de transit, la crête E8 recouverte par la coulée plus en aval et le resserrement de la vallée torrentielle vers l'aval en sont les exemples les plus démonstratifs (Figure 5.23 A) (Travelletti & Malet, 2011).

À partir de juin 2008, l'observation de déplacements continus et constant après la phase d'accélération alors que les pressions interstitielles diminuent lentement mais restent élevées suggère un comportement viscoplastique important en période de faible activité. La coulée recouvre son comportement normal 30 jours après la phase d'accélération maximale (vitesses constantes de 0.01 à 0.03 m.jour⁻¹). De juillet à octobre, les pressions interstitielles diminuent lentement avec quelques fluctuations mineures sans influence significative sur les taux de déplacement dans la limite de précision de la technique de corrélation d'images terrestres. En 2009, les amplitudes des déplacements pendant la phase d'accélération initiée vraisemblablement avant le 15 mai 2009 n'ont pas pu être identifiées à cause de la présence résiduelle du manteau neigeux sur la coulée. Entre mai et septembre 2009, l'activité de la coulée est cependant moins importante qu'en 2008 (vitesses constantes d'environ 0.01 m.jour⁻¹).

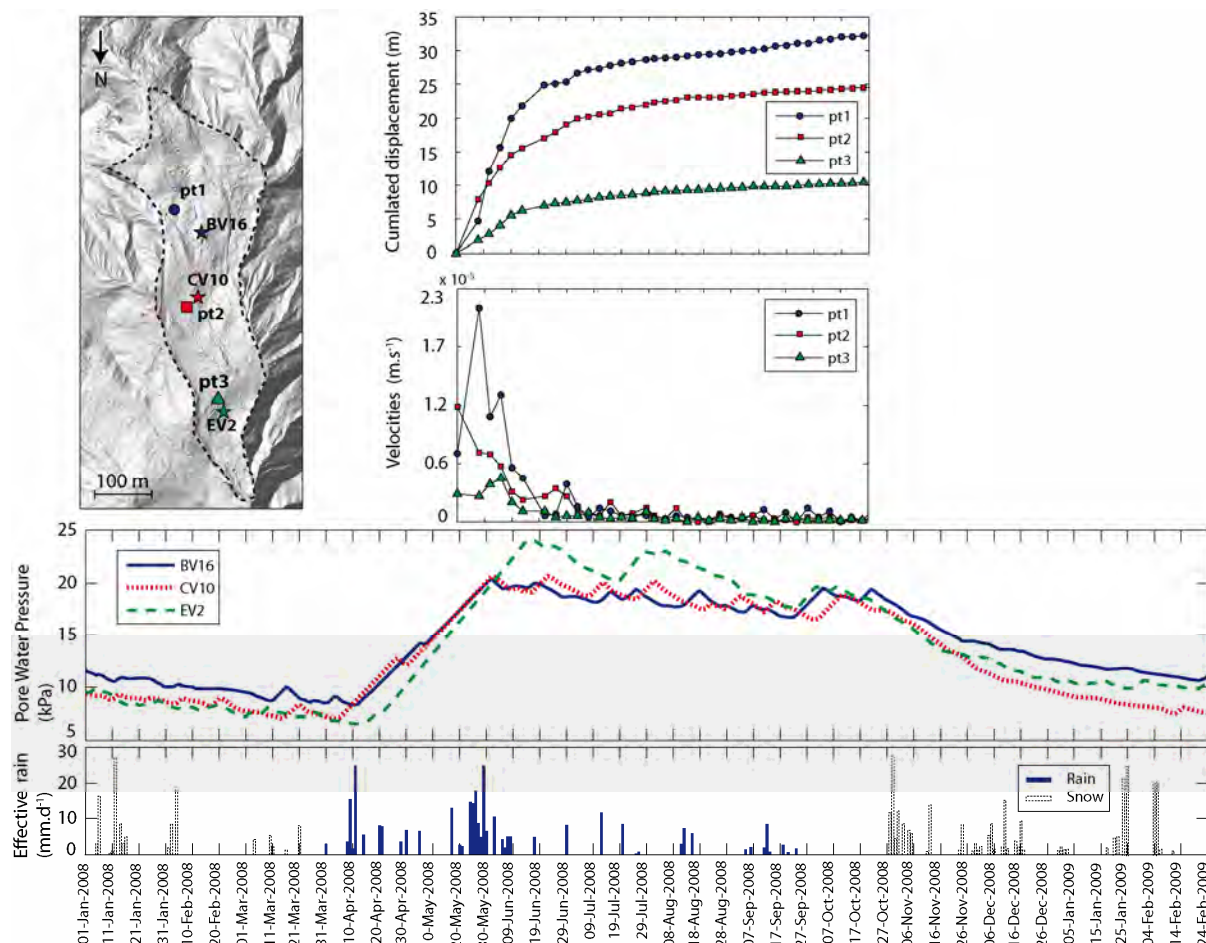


Figure 5.24 - Relation entre les déplacements de trois points répartis sur la coulée dérivés de la corrélation d'image (Travelletti et al., soumis) avec les pressions interstitielles mesurées dans trois piézomètres BV16, CV10 et EV2 à proximité des points et les précipitations effectives pour l'année 2008 (précipitations solides entre octobre et mars).

L'alternance de zones en compression et en extension perpendiculaire au sens d'écoulement a pu être mise en évidence au niveau du pied de la coulée. A l'échelle de la coulée, la diminution des amplitudes des déplacements d'amont en aval indique que la zone d'accumulation est en compression, ce qui se traduit par une élévation moyenne des terrains de 1.5 m en deux ans dans cette zone (Figure 5.23 A). En effet, 68'000 m³ de matériaux se sont accumulés entre octobre 2007 et juillet 2009 dans la partie inférieure de la zone de transit et dans la zone d'accumulation (équivalent à environ 11% du volume totale de la coulée). La formation de bandes alternant des phases de compression et d'extension a été également observée dans d'autres glissements-coulées comme celui de Masseria Marino dans le Sud des Apennins (Giusti et al., 1996) et du glissement de Slumgullion aux Etats-Unis (Smith, 1996). La cause peut être liée à différents facteurs comme des irrégularités dans la géométrie du substratum (van Asch et al., 2007 a), des variations de l'épaisseur de la masse, des variations de l'état de contrainte (variations locales des pressions interstitielles) ou des contraintes de cisaillement (Picarelli et al., 2004). Des surpressions interstitielles peuvent être générées dans les zones de compression par chargement non drainé. Pendant le drainage, les surpressions sont dissipées lors de la phase d'extension. Ce type de mécanisme est possible dans les glissements-coulées argileux dû aux faibles perméabilités des matériaux (Picarelli et al., 1988), mais n'a pas encore été observé sur le glissement-coulée de Super-Sauze.

En se basant sur l'historique des vitesses moyennes annuelles de 1991 à 2001 (Malet, 2003), il apparaît clairement que 2008 a été une période d'activité exceptionnelle caractérisée par des vitesses moyennes annuelles trois à quatre fois supérieures à celles des années précédentes. L'activité de la coulée en 2009 est globalement comparable aux périodes des années 1992, 1995, 1996, 1999 et 2000. En 2010, le pied de la

coulée recouvre une cinématique similaire aux périodes d'activité normales de la coulée, soit deux ans après l'accélération exceptionnelle de 2008.

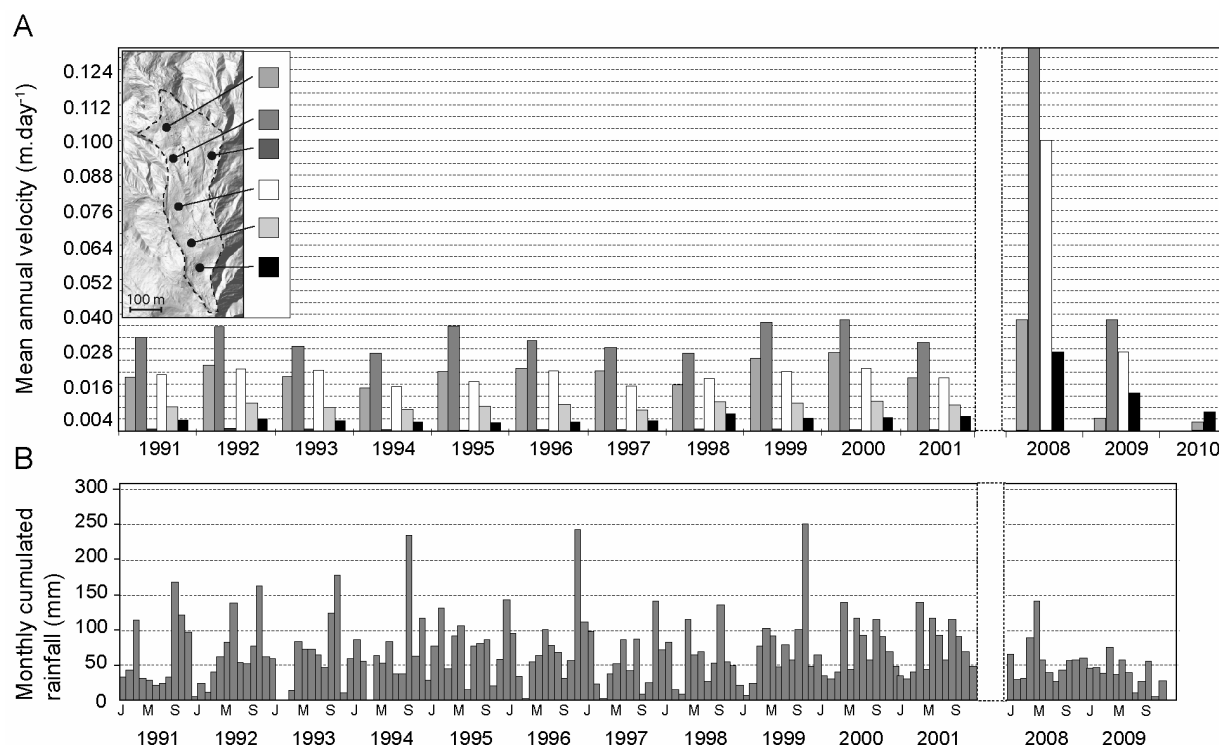


Figure 5.25 – Cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze sur le long terme, A) variation temporelle et spatiale des vitesses de déplacement représentée par leur valeur moyenne annuelle sur la période 1991 – 2001 (adapté de Malet, 2003) et la période 2008 – 2010, B) cumuls pluviométriques sur la période 1991 – 2001 (adapté de Malet, 2003) et la période 2008 – 2010.

5.4 Analyse de la cinématique du glissement-coulée de La Valette

5.4.1 Analyse de la cinématique de la zone d'ablation

La caractérisation de la cinématique de la zone d'ablation et plus précisément de la couronne a été effectuée par des levés périodiques par scanner laser terrestre. Les résultats et l'interprétation de ces données couvrant la période du 18 mai 2008 au 27 mai 2007 ont été présentés dans le chapitre 3.4.1.1 dans l'article suivant auquel le lecteur peut s'y référer :

Titre: Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne- and ground-based geophysical information

Auteurs: J. Travelletti, J.-P. Malet, K. Samyn, G. Grandjean, M. Jaboyedoff

5.4.2 Analyse de la cinématique des zones de transit et d'accumulation

5.4.2.1 Caractérisation des déplacements

Trois techniques ont été utilisées pour caractériser la cinématique des zones de transit et d'accumulation:

Méthode 1 : soustraction et corrélation de MNTs

Le suivi des variations verticales de la topographie est réalisé au moyen du MNT différentiel à mailles de 1 m créé à partir des MNTs de 2007 et 2009. L'erreur moyenne et l'écart-type déterminés sur les zones stables sont de -0.08 m et 0.23 m respectivement.

Les MNTs d'octobre 2007 et de juillet 2009 ont été sélectionnés pour analyser la cinématique de la coulée. Le MNT de 2009 a été interpolé par triangulation linéaire avec une maille carrée de 1 m identique à celle du MNT de 2007 ayant la densité de points LiDAR au sol la plus faible (Figure 5.7). Le gradient de pente est ensuite calculé et converti en niveau de gris 16 bits (Duffy & Hughes-Clarke, 2005 ; Travelletti et al., soumis b).

Plusieurs tests ont été effectués pour choisir la taille de la fenêtre de corrélation permettant d'obtenir un champ de déplacement réaliste sur toute la surface du MNT. Une taille de fenêtre de corrélation de 20 pixels (20 m) a été le meilleur compromis. Au-dessous de cette taille, le bruit devient trop important à cause du niveau de détail relativement faible du MNT de 2007.

Méthode 2 : corrélation d'orthophotographies aériennes

Les orthophotographies aériennes d'octobre 2007 et de juillet 2009 ont été utilisées pour caractériser la cinématique de la coulée. L'orthophotographie de 2009 a été tout d'abord rééchantillonnée pour obtenir une résolution et une taille identique à l'image de 2007 d'une résolution de 0.20 m. Les images ont ensuite été converties en images d'intensités de gris 16 bits sur lesquelles un filtre de Sobel a été appliqué (matrice de convolution de 4 x 4 pixels).

En général, les changements d'état de surface et les différences d'illumination entre deux orthophotographies ne permettent pas d'obtenir des coefficients de corrélation élevés. Deux objets peuvent être bien corrélés même s'ils ne représentent pas le même objet au sol (e.g. arbres, blocs isolés). Par conséquent, un filtrage basé sur un seuil de coefficient de corrélation ne permet pas d'éliminer l'ensemble des déplacements irréalistes (Casson, 2004 ; Travelletti et al., soumis a). C'est pourquoi un critère de filtrage basé sur la direction et un seuil maximal de déplacement a été retenu.

Une taille de fenêtre de corrélation de 100 pixels (20 m) a été sélectionnée de manière à ce que les déplacements soient comparables à ceux obtenus par corrélation des MNTs. Un pas de corrélation de 2 m est jugé suffisant pour représenter le champ de déplacement de toute la zone du glissement. Comme la résolution des images et des MNTs est constante, la conversion des déplacements en mètre s'obtient en multipliant la norme du vecteur déplacement (en pixel) par la résolution de l'image.

Méthode 3 : recherche automatique des points les plus proches

Dix levés au scanner laser ont été effectués entre mai 2008 et octobre 2010 pour suivre l'évolution du pied de la coulée (Figure 5.26 A). Un levé est constitué de deux acquisitions à partir de deux stations. La première station est localisée à 50 m du pied de la coulée, la seconde est située dans une cabane de surveillance du RTM à une distance d'environ 400 m de la coulée (Figure 5.26 B). A ces distances le diamètre du faisceau laser au sol est respectivement de 0.05 m et 0.23 m. Les nuages de points sont alignés avec une erreur moyenne de 0.003 m et un écart-type de 0.06 m. L'erreur moyenne de géoréférencement est 0.01 m avec un écart-type de 0.24 m. Une fois la végétation filtrée, les acquisitions sont alignées dans un système commun de coordonnées selon la méthodologie décrite au chapitre § 5.2.1, la moyenne et l'écart-type de la densité de points au sol est d'environ 78 pts.m² et 282 pts.m² respectivement.

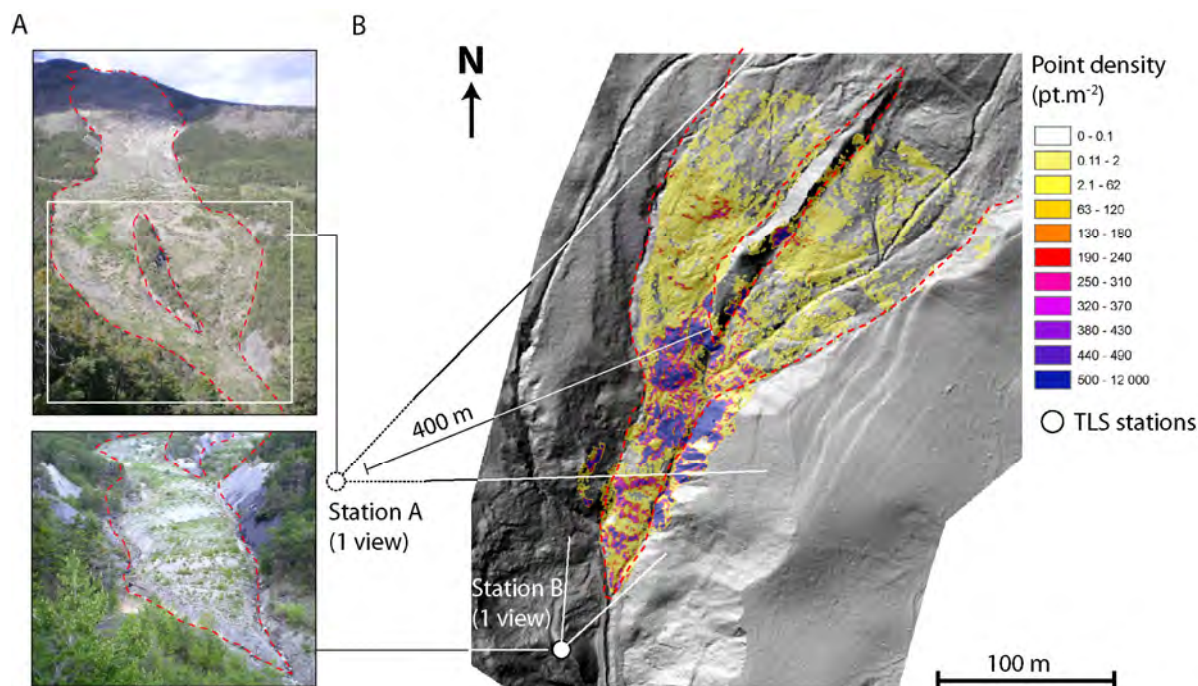


Figure 5.26 - Configuration du levé au scanner laser du pied du glissement-coulée de La Valette, A) vues depuis les différentes stations TLS, B) carte de densité et position des stations TLS.

5.4.2.2 Analyse de la cinématique

Les résultats de la comparaison de MNT et de la corrélation d'orthophotographies sont présentés dans la Figure 5.27 et la Figure 5.28. A l'exception de la partie sommitale de la zone d'ablation où de fortes modifications de surface ont été observées (chapitre § 5.4.1), la coulée conserve globalement son aspect de surface pendant la période 2007-2009. Par conséquent la corrélation permet d'extraire le champ de déplacement sur presque toute la surface du glissement. Toutefois, les résolutions initiales différentes des images et surtout les différences d'illuminations entre l'été et l'automne limitent la précision de la corrélation dans les zones caractérisées par une topographie accidentée. Sur le glissement-coulée de la Valette, ces variations affectent principalement la zone à blocs de carbonates de la nappe du Pélat (Figure 5.28 A). Elles ne permettent pas d'obtenir des déplacements réalistes par corrélation des orthophotographies. En revanche, la corrélation des MNTs fournit des déplacements plus réalistes dans cette zone, car la technologie LiDAR est pratiquement insensible aux changements d'illumination (Voegtli et al., 2008 ; Vosselman & Mass, 2010) (Figure 5.28 B). Par contre, lorsque les variations du gradient topographique sont moins marquées (pic de corrélation large) ou lorsque la magnitude de déplacement est largement inférieure à la résolution des MNTs (*i.e.* inférieure à 1/5 de la taille du pixel, Delacourt et al., 2007), la corrélation des MNTs ne peut donner de résultats précis. Globalement, la distribution du champ de déplacements issu de la corrélation des MNTs est comparable à celle issue de la corrélation des orthophotographies aériennes (Figure 5.27 B).

La répartition spatiale des déplacements issus de la corrélation d'images ont été validés par le suivi de cibles au sol mesurés par GPS différentiel (précision horizontale de 20 cm). Comme les périodes des levés au GPS différentiel ne correspondent pas aux dates d'acquisitions des orthophotographies aériennes (5 levés GPS entre octobre 2008 et juin 2010), il n'est pas possible d'estimer l'erreur des résultats de la corrélation à l'aide des mesures au GPS différentiel à cause des différents comportements saisonniers et annuels de la coulée. Par contre, la tendance générale de la répartition spatiale des déplacements peut être validée en assumant des taux de déplacement constants (Figure 5.28 C). Les déplacements des cibles GPS ont été moyennés sur une année et comparés aux déplacements de la corrélation également reportés sur une année. L'indice de corrélation élevé ($R = 0.95$) valide la répartition spatiale des déplacements obtenus par corrélation.

Entre octobre 2007 et juillet 2009, l'analyse du MNT différentiel met en évidence un apport de masse très important dans la zone de transit (environ 65'000 m³) (Figure 5.27 A). Cette augmentation de volume est cohérente avec la distribution spatiale du champ de déplacement. En effet, une diminution des amplitudes des

déplacements d'amont en aval est bien identifiée par la corrélation des orthophotographies et des MNTs. Une distribution spatiale des déplacements identique a déjà été observée entre 2003 et 2004 (Le Prince et al., 2008). Les amplitudes maximales sont observées au niveau de la zone d'ablation (environ 20 m). Elles diminuent linéairement jusqu'au profil Charun et restent pratiquement nuls jusqu'au pied de la coulée (Figure 5.28 B). Par ailleurs, pratiquement aucune modification significative d'altitude n'est mesurable dans la zone d'accumulation (Figure 5.27 A). Par conséquent, l'apport de masse provenant de la zone d'ablation n'est pas totalement compensé par la propagation de la coulée plus en aval. Une partie de la masse reste donc stockée dans la zone de transit. L'installation de drainage superficiel concentrée à l'amont du profil Charun est fortement suspectée comme la cause majeure de cette accumulation de matériau. Bien qu'il permette de réduire efficacement les déplacements en aval, il concentre les déformations au niveau de la route du Serre, ce qui se traduit par une élévation de la topographie d'environ 0.5 m à 1 m d'octobre 2007 à juillet 2009. Ces analyses sont confirmées par les observations du RTM affirmant que le réseau de drainage (tuyau et tubes en PVC) a tendance à se recroqueviller. Cependant, bien qu'aucune anomalie de la topographie du substratum n'ait été identifiée au niveau du profil Charun (§ 3.4.2), la butée constituée par l'éperon stable au centre de la zone d'accumulation pourrait aussi contribuer à la diminution des vitesses observées en amont.

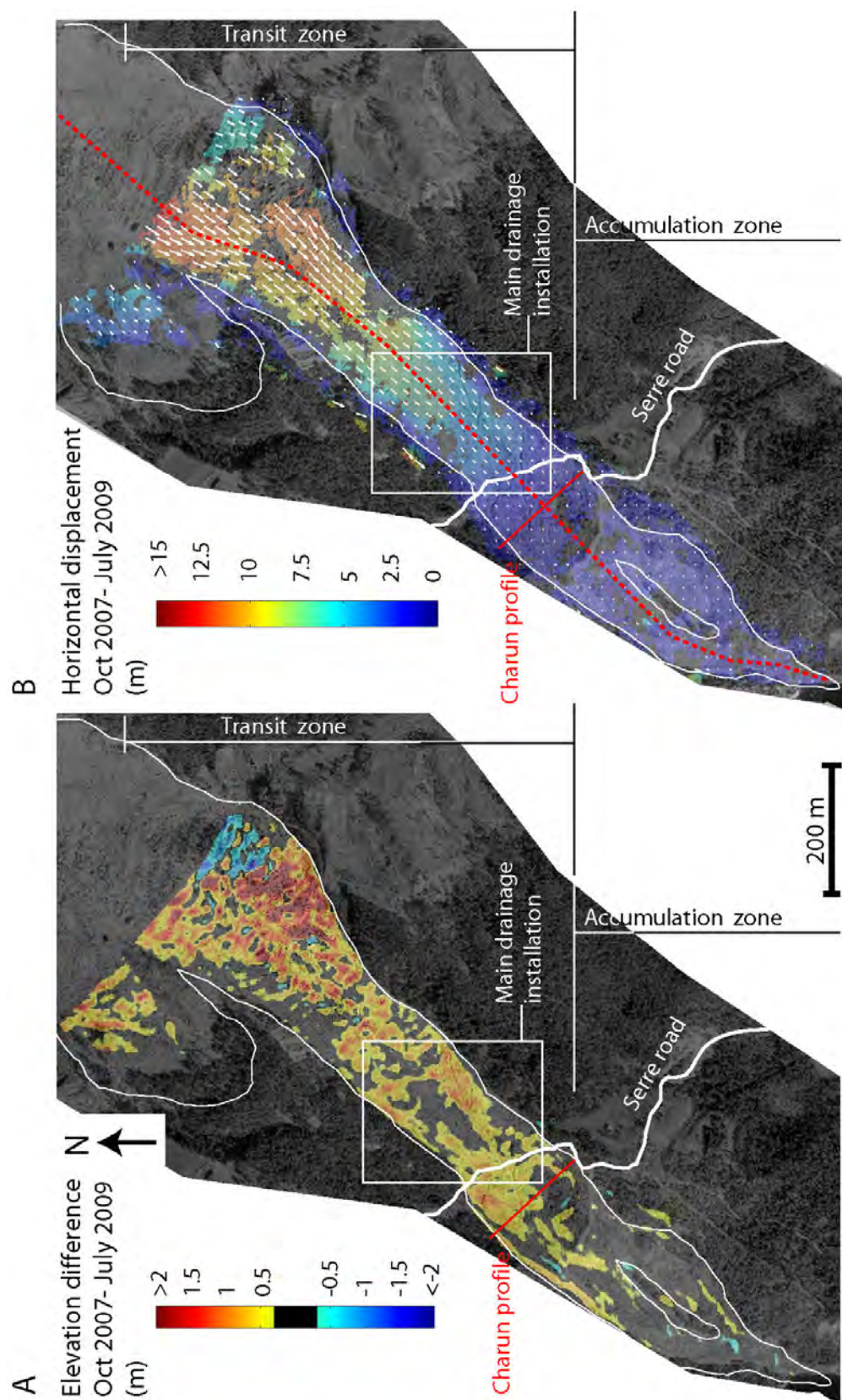


Figure 5.27 - Carte de la cinématique de la zone de transit et d'accumulation de la coulée de La Valette à partir des MNTs LiDAR aériens d'octobre 2007 et juillet 2009, A) MNT différentiel, B) champ de déplacement horizontal obtenu par corrélation de MNTs.

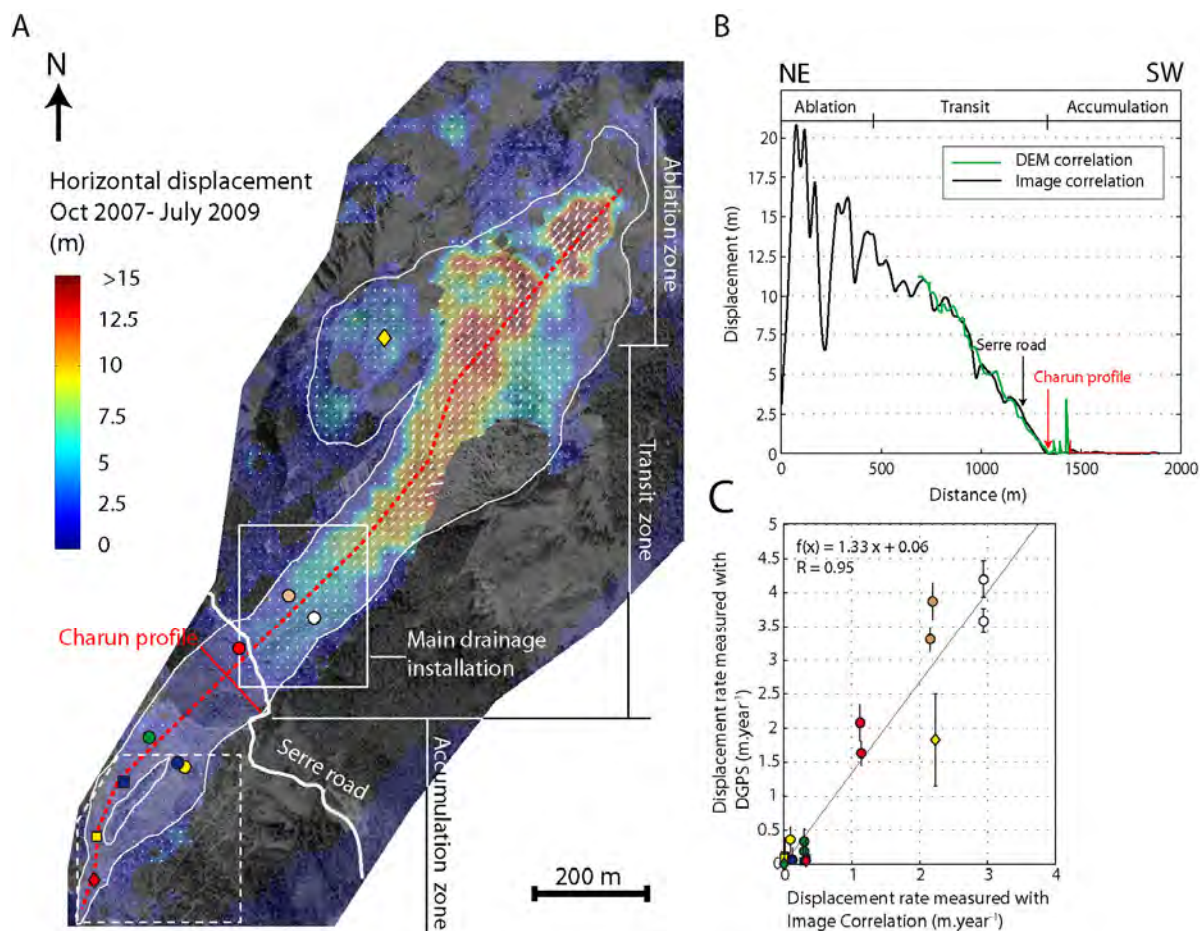


Figure 5.28 - Carte de la cinématique de la zone de transit et d'accumulation de la coulée de La Valette à partir des orthophotographies aériennes d'octobre 2007 et de juillet 2009, A) carte des déplacements avec positions des cibles du service RTM mesurées au GPS différentiel, la zone d'accumulation en pointillé a été suivie au scanner laser (Figure 5.29), B) profil transversal de déplacement et comparaison avec les déplacements issus de la corrélation des MNTs d'octobre 2007 et juillet 2009, C) comparaison des amplitudes de déplacement obtenus par corrélation d'orthophotographies avec ceux obtenus par suivi au GPS différentiel, les formes et couleurs des points correspondent à la localisation des cibles du service RTM dans A).

Les résultats du suivi au scanner laser confirment la très faible activité de la zone d'accumulation (Figure 5.29). La comparaison par recherche automatique des points les plus proches des levés de mai 2008 et d'octobre 2010 indique peu de modifications géomorphologiques pendant cette période. Aucune activité globale n'est effectivement identifiée dans la zone d'accumulation, ceci dans les limites de la précision de la technique (erreur moyenne d'alignement des acquisitions et écart-type 0.003 m et 0.06 m respectivement). Quelques modifications mineures sont cependant détectées dans les endroits à forte pente. Elles sont interprétées comme des glissements très superficiels de faibles volumes ($< 1 \text{ m}^3$) ou du ravinement. Les résidus de végétations herbacées non filtrées limitent également la détection de modifications morphologiques.

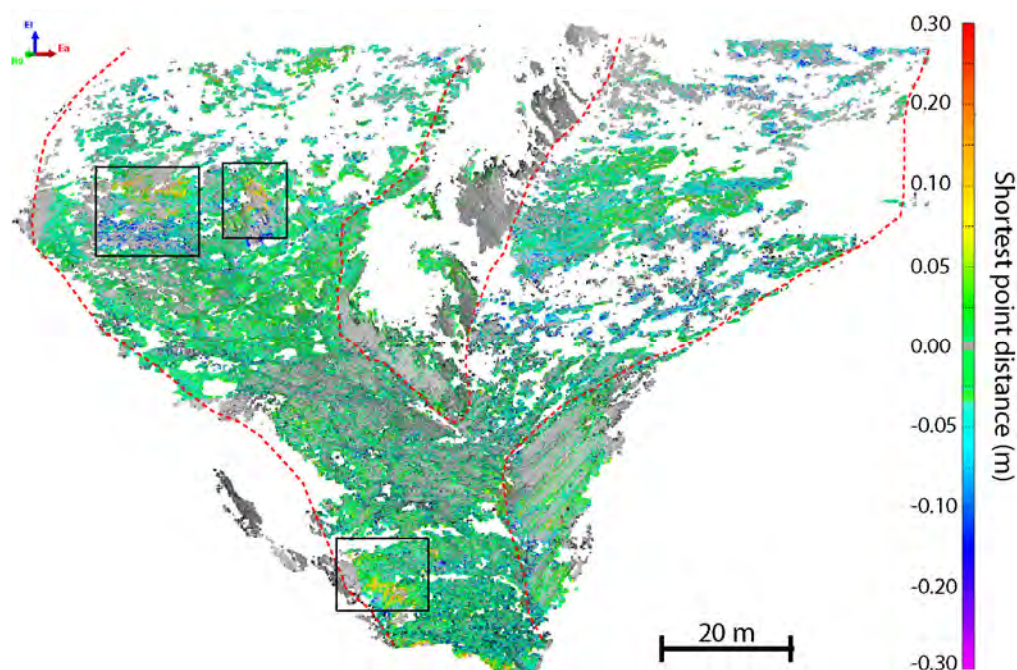


Figure 5.29 - Comparaison de nuage de points acquis en mai 2008 et octobre 2010 par la technique de recherche des points les plus proches. Les carrés noirs indiquent des zones dans le pied affectées par des glissements superficiels ou du ravinement.

5.4.3 Synthèse de la cinématique de surface du glissement-coulée de La Valette

De 2008 à 2010, des déplacements de 8 m ont affecté la couronne du glissement-coulée de La Valette se traduisant sur le terrain par un affaissement important de la zone entre deux failles régionales dont l'extension au Nord Est recoupe probablement la crête de Soleil Bœuf. L'évolution régressive de l'escarpement continue activement sa progression vers le Nord et commence à éroder la crête. De nombreuses fissures de tractions témoignent de l'activité importante de cette zone. Actuellement 500'000 m³ de matériaux (blocs hectométriques de flysch) mettent en charge la partie supérieure de la zone de transit où des déplacements d'environ 20 m se sont produits entre 2007 et 2009 sur la base des résultats de la corrélation des orthophotographies aériennes. Ce volume est déstabilisé par la perte progressive de la butée constituée par le corps de la coulée en aval. De nombreuses cibles suivies par le service RTM ont par ailleurs disparu dans cette zone. La coulée s'étend vers le Sud Ouest avec des vitesses annuelles moyennes de l'ordre de 0.5 à 1.5 m.an⁻¹. Les taux de déplacement diminuent ensuite linéairement jusqu'au profil Charun. Ils sont pratiquement nuls dans la zone d'accumulation. Ce blocage de la coulée au niveau de la route du Serre est explicable en partie par l'effet stabilisant des installations de drainage du RTM et de la butée fournie par l'éperon stable dans la zone d'accumulation. Il en résulte un stockage de matériaux dans la zone de transit provoquant une élévation significative des terrains de 0.5 à 1 m entre 2007 et 2009 (Figure 5.27). Bien que ces drainages constituent une bonne solution à court et moyen terme pour réduire les vitesses de la coulée, cette situation est préoccupante pour l'évolution à long terme de la coulée. En effet, cette partie est soumise à des contraintes compressives probablement importantes. Une relaxation possible des contraintes est à craindre par formation d'une nouvelle surface de glissement superficielle. La présence de plusieurs surfaces de glissements a par ailleurs été identifiée dans les mesures inclinométriques au niveau de la route du Serre (Figure 3.9). L'installation de tiltmètres et d'un GPS permanent à proximité de la route du Serre ou du profil de Charun permettraient de surveiller cette évolution possible sur le long terme. Un système de surveillance automatique par appareil photographique est actuellement installé ainsi que deux GPS différentiel permanent dans la zone d'ablation et d'accumulation couplés à une sonde multicapteur (température, inclinomètre et niveau de la nappe phréatique).

5.5 Conclusion du Chapitre 5

5.5.1 Conclusion sur les méthodologies développées

Ce travail a permis de développer des protocoles d'acquisition et des méthodologies de traitement de données obtenues par scanner laser terrestre et par photogrammétrie terrestre. Ces protocoles permettront d'assurer la maintenance du suivi des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette en complément des observations de terrain.

D'un point de vue méthodologique, la corrélation d'images a permis de dériver le champ de déplacement de glissements-coulées à partir d'images aériennes orthorectifiées et d'images obliques terrestres. Une procédure d'orthorectification des déplacements obtenus par corrélation a été développée à partir de données LiDAR aériennes haute résolution. Cette méthodologie a permis d'obtenir des séries temporelles de cartes de déplacement du glissement-coulée de Super-Sauze avec une erreur relative de 20%. La précision de cette méthode est principalement dépendante de la qualité et de la fréquence d'acquisition des levés LiDAR aériens, des conditions météorologiques (variations d'illumination, brouillard, neige), de l'état de surface du terrain et des mouvements rigides de l'appareil photographique. Les variations thermiques et une lente déstabilisation de la crête sur laquelle l'appareil photographique est installé sont fortement suspectées comme les causes principales des mouvements rigides. Il s'avère indispensable de maintenir un suivi périodique *in-situ* (GPS différentiel, extensomètre) pour ajuster et compléter les séries de déplacements interannuels. Concernant Super-Sauze, une fréquence d'acquisition modulable en fonction du comportement saisonnier de la coulée serait souhaitable (fréquence d'acquisition journalière pendant la période avril - juin lors de la fonte des neiges et des premières pluies du printemps et fréquence hebdomadaire en été). Une extension de la méthode vers des prises photographiques stéréoscopiques est actuellement en cours de développement pour produire des MNTs haute résolution et augmenter la précision de la conversion des déplacements corrélés dans le système de coordonnées locales.

En complément à la technique de photogrammétrie terrestre et aux mesures GPS sur le terrain, ce travail a également démontré l'application du scanner laser au suivi de glissements-coulées en testant plusieurs techniques de caractérisation de déplacement à partir des nuages de points. Le suivi de points homologues par reconstruction d'objets à géométrie simple (*e.g.* cylindres dans la zone de transit de la coulée de Super-Sauze) et l'application des matrices de roto-translation sur des objets modélisés à l'aide d'un maillage (*e.g.* souches d'arbres sur la couronne du glissement-coulée de la Valette) demeurent des techniques précises permettant dans pratiquement toutes les configurations d'acquisition et de terrain d'extraire le champ de déplacement 3D (précision centimétrique) si la résolution et le recouvrement entre les nuages de points sont suffisants. Les techniques de recherche automatique de points les plus proches sont utiles pour détecter rapidement des modifications entre deux nuages de points, mais l'interprétation des résultats reste qualitative. Elles permettent néanmoins de cibler les zones où une analyse plus détaillée est nécessaire.

Outre la production classique de MNTs différentiels pour déterminer les volumes mobilisés et accumulés et la caractérisation de la géologie structurale dans les nuages de points, cette partie a illustré la possibilité de corréler les MNTs haute résolution pour dériver le champ de déplacement 3D. Pour cela, une nouvelle méthodologie a été développée en exploitant la totalité de l'information géométrique contenue dans les nuages de points acquis par scanner laser terrestre. La performance de la méthode est similaire à celle de l'algorithme ICP classique relativement complexe (Teza et al., 2008). Les limites de la méthode sont identiques à celles affectant la corrélation des images optiques (déformations excessives) à l'exception des effets d'illumination n'affectant pas les données LiDAR.

5.5.2 Conclusion sur la cinématique des glissements-coulées

D'un point de vue cinématique, les déplacements de surfaces sont spatialement et temporellement très hétérogènes sur l'ensemble des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette avec une diminution nette des taux de déplacement d'amont en aval. L'analyse morpho-structurale des MNTs et des nuages de points ont mis en évidence les prédispositions structurales des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette. Ce travail a souligné le rôle important des failles régionales dans la rupture initiale et l'évolution à long terme de ces deux instabilités. Toutefois, leur évolution régressive est très différente de part le type de matériau affecté

(flysch peu cohésif à la Valette et Marnes Noires compact et cohésif à Super-Sauze) et la configuration géométrique des discontinuités.

Dans l'escarpement de la Valette, la formation de flysch peut être assimilée à une grande échelle d'observation à un milieu continu de part sa fracturation très dense. Cela s'observe sur le terrain par le développement de fractures de traction disposées en arc de cercle autour de la couronne typique des ruptures développées dans les sols homogènes. Par conséquent, des glissements rotationnels continueront à se produire de manière continue dans le futur impliquant le détachement progressif de paquets de flysch en direction du corps de la coulée. Par contre, à plus petite échelle, l'évolution régressive est clairement contrôlée par les discontinuités régionales contraignant la progression de la régression et l'extension du glissement vers le Nord Ouest. Quant à l'évolution du corps de la coulée, elle est principalement contrainte par la géométrie de l'ancienne vallée torrentielle et le système de drainage du service RTM. Deux zones méritent cependant une attention toute particulière. La première zone se situe à la base de l'escarpement principal où les paquets de flysch glissés sont incorporés progressivement dans la coulée et où de nombreuses sources ont également été observées. Etant donné les vitesses réduites de la coulée en aval, il est possible que l'accumulation de contraintes dans cette zone conduise à une accélération subite de la coulée ou à une rupture locale (Travelletti et al., soumis a). En effet, si la masse accumulée ne peut se propager en aval, une concentration progressive des déformations vers la surface peut se produire avec le risque d'une forte augmentation de l'inclinaison de la pente topographique et, potentiellement le développement d'une surface superficielle de glissement ou le déclenchement de coulées boueuses comme cela a été observé au printemps 2009 (Figure 5.30). La deuxième zone se situe au niveau de la route du Serre où les déplacements deviennent pratiquement nuls (Figure 5.28 A). Comme mentionné précédemment, un raidissement de la pente est à craindre dans le futur avec le développement possible de surfaces de glissements plus superficiels. Concernant le pied de la coulée, le suivi de la cinématique indique que cette zone est pratiquement stabilisée. Toutefois, une surveillance continue du pied est recommandée du fait de l'évolution en compression des zones en amont. Il n'est pas exclu que le déclenchement de coulées boueuses au niveau de la base de l'escarpement principal ou de la route du Serre n'atteignent le pied de la coulée comme cela fut le cas en 1988.

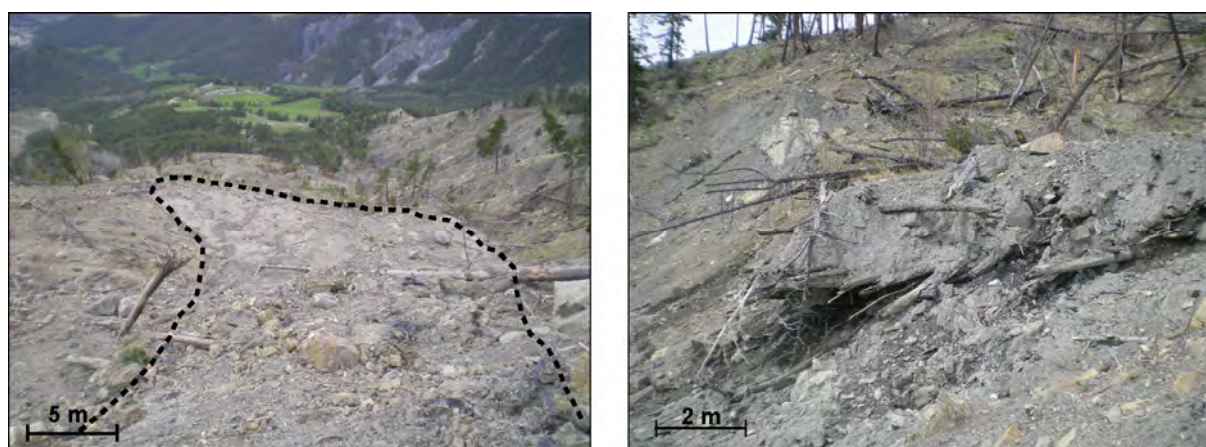


Figure 5.30 – Coulée boueuse propagée sur 250 mètres au printemps 2009 et déclenchée au pied de l'escarpement du glissement-coulée de La Valette à proximité d'une zone de sources.

Contrairement au glissement-coulée de La Valette, l'évolution régressive du glissement-coulée de Super-Sauze est à la fois contrôlée par la fracturation à grande et à petite échelle. Par conséquent, sa progression vers le Sud et le Sud Ouest est plus saccadée et moins rapide que dans les formations de flysch. Elle est caractérisée par des éboulements rocheux de volumes variables affectant l'escarpement. La régression de l'escarpement permettra de dévier au sein de la coulée des volumes d'eau de plus en plus importants par captages de sources provenant du glacier rocheux, affectant drastiquement l'hydrologie et le comportement futur de la coulée. Des phases d'accélération comparables à celle de 2008 pourraient donc se reproduire plus fréquemment dans le futur tant que les volumes de matériaux mobilisables dans la zone d'ablation sont suffisants. L'évolution du pied de la coulée mérite toutefois une attention particulière. L'accumulation croissante de matériaux dans la zone d'accumulation et le resserrement important de la vallée torrentiel en aval peut induire, comme au

glissement de la Valette, une forte accumulation de contraintes au niveau du pied. En cas de fortes accélérations de la coulée équivalentes à celle du printemps 2008 où le pied a progressé de 15 m en 60 jours, l'équilibre entre le pouvoir érosif du torrent de Sauze et la progression de la coulée peut être rapidement modifié. Le scénario d'une saturation totale du pied par une obstruction temporaire partielle ou totale du torrent de Sauze pourrait mener à une fluidification rapide de la masse et au déclenchement de coulées boueuses dont les scénarios de propagation dans le cône torrentiel de Super-Sauze ont été modélisés par Malet (2003).

D'un point de vue hydro-mécanique, le suivi des déplacements de surface en continu par corrélation de photographies terrestres en relation avec la piézométrie a permis d'établir un modèle conceptuel de fonctionnement du glissement-coulée de Super-Sauze contrôlé par les variations des pressions interstitielles et la nature visqueuse du matériau. En effet, la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze se caractérise par une variabilité saisonnière et interannuelle très importante. L'accélération exceptionnelle de 2008 s'est produite lors de la recharge de l'aquifère au printemps induisant une hausse des pressions interstitielles de 15 kPa suites à des cumuls de pluie importants combinés à une fonte rapide du manteau neigeux. Les variations des pressions interstitielles apparaissent donc comme la cause fondamentale de l'accélération. En période de drainage de la nappe durant l'été, les vitesses diminuent très rapidement et atteignent quelques centimètres par jour. Comme observé par Malet et al., (2002), l'amplitude des déplacements dépend à la fois de la vitesse de la recharge de l'aquifère et de la durée de la période de nappe haute. Une augmentation de la résistance du matériau et/ou une augmentation de la viscosité intrinsèque est donc fortement possible pendant la phase de drainage de juillet à octobre. L'observation de déplacements continus après la phase d'accélération alors que les pressions interstitielles restent constantes ou diminuent met en évidence le comportement viscoplastique de la coulée. Finalement, l'hydrologie et l'écoulement de la coulée sont fortement influencés par la géométrie complexe du substratum.

Pour vérifier et quantifier l'influence des pressions interstitielles, de la nature viscoplastique des matériaux et de la géométrie du substratum sur le comportement de la coulée de Super-Sauze, une stratégie de modélisation numérique a été développée sur la base de deux codes de calculs. Le rôle des pressions interstitielles a été évalué à l'aide du code à éléments finis Z-soil (<http://www.zace.com>) permettant de tenir compte du couplage hydro-mécanique entre les phases solide et liquide du matériau. L'effet de la géométrie du substratum sur l'écoulement et du comportement viscoplastique de la coulée sera particulièrement étudié à l'aide du code SlowMove actuellement en développement. La modélisation hydro-mécanique permettra également de compléter les séries de déplacements manquantes (déplacements non déterminables par corrélation des photographies terrestres à cause de la présence résiduelle du manteau neigeux). Cette étude a été l'objet de la partie suivante.

Chapitre 6 : Modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super-Sauze

Objectif de la partie : Il s'agit de modéliser le comportement cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze en relation avec le régime hydrologique pour quantifier l'effet des pressions interstitielles (phases d'accélération) et préciser l'influence de la rhéologie visco-plastique sur le comportement de la coulée.

Approche utilisée : Deux approches complémentaires de modélisation ont été développées. La première approche est fondée sur le code de calcul à éléments finis Z-soil gérant les processus de couplages hydro-mécaniques. La deuxième approche est fondée sur le code de calcul à différences finies SlowMov en phase de développement capable de reproduire de très grands déplacements en tenant compte de la composante visqueuse du matériau.

6.1 Introduction : modélisations de glissements de terrain

Très souvent, l'analyse d'un glissement de terrain se limite à l'étude des relations de cause à effet par le biais de corrélations entre séries de pluie et taux de déplacements observés. Ce type d'analyse s'avère toutefois assez limité, car il n'est pas possible de distinguer et de quantifier l'influence des différents mécanismes sur le comportement du glissement. De plus, la plupart des analyses de glissements de terrain s'appuie sur des approches en conditions statiques ou quasi-statiques et la modélisation dynamique est encore rarement considérée dans les cas d'étude pratiques d'ingénierie (Ferrari et al., 2011). Grâce aux développements de la mécanique des milieux continus, des approches dynamiques de calculs de ruptures et d'analyses limites (en petites et grandes déformations) décrivant le mouvement de la masse de manière rigoureuse ont pu être significativement développées ces dernières décennies.

La modélisation numérique constitue un outil précieux pour l'analyse des mécanismes des glissements de terrain si toutes les reconnaissances géotechniques, géophysiques et hydrologiques réalisées *in-situ* et en laboratoire ont pu apporter les données d'entrée nécessaires aux modèles. En particulier, elle peut être utilisée pour (Brunsden, 1999 ; Malet, 2003) :

- Tester des hypothèses de mécanismes déduites des observations de terrains ;
- Identifier des seuils de modifications de régimes hydrologiques et cinématiques responsables de déclenchements et d'accélération de glissements de terrain ;
- Prédire l'ampleur (volumes mobilisés), la distance de propagation et les effets (hauteurs de dépôts, vitesses, forces d'impact) ;

- Proposer et dimensionner des mesures de rémediation passives ou actives et vérifier leur effet sur le comportement hydro-mécanique de la masse (ouvrages de soutènement, drainage, génie écologique) ;
- Proposer des scénarios d'évolution à court et long terme en tenant compte des modifications météo-climatiques et de l'occupation des sols pour l'aide à la décision.

Les modèles dynamiques fournissent une meilleure compréhension des mécanismes de déclenchement, d'accélération et de propagation de glissements-coulées en tenant compte de géométries complexes et des variations spatiales de propriétés des matériaux (Corominas et al., 2005). Toutefois, à cause de la complexité de l'hydrologie et de la rhéologie des matériaux, établir des lois physiques fiables décrivant les relations entre les conditions météorologiques, les pressions interstitielles et les taux de déformation demeure toujours un challenge délicat (Malet, 2003). Néanmoins, la prédiction du déclenchement et de la distance d'écoulement de glissements-coulées peut être approchée par différents types de modèles dynamiques et de lois de comportement. Un récent état de l'art de différentes approches de modélisation testées sur plusieurs glissements de type écoulement et leurs limites respectives a été dressé par Malet (2003). À l'échelle du versant, deux catégories de modèles dynamiques sont utilisées dans l'analyse de glissement de terrain :

- Les modèles mathématiques empiriques dont les variables d'entrée sont dérivées de données empiriques et non de théories ou de lois de la physique. Cette catégorie de modèles est souvent spécifique à un site particulier et reste difficilement transposable à d'autres sites ;
- Les modèles mathématiques à base physique (ou théorique) fondés sur l'observation et la mesure directe de différents paramètres géotechniques et hydrologiques et des lois de comportement bien définies à partir d'essais en laboratoire (Bromhead, 1992). Ils peuvent être de type déterministe ou stochastique. Cette catégorie de modèle est généralement transposable à différents cas d'étude.

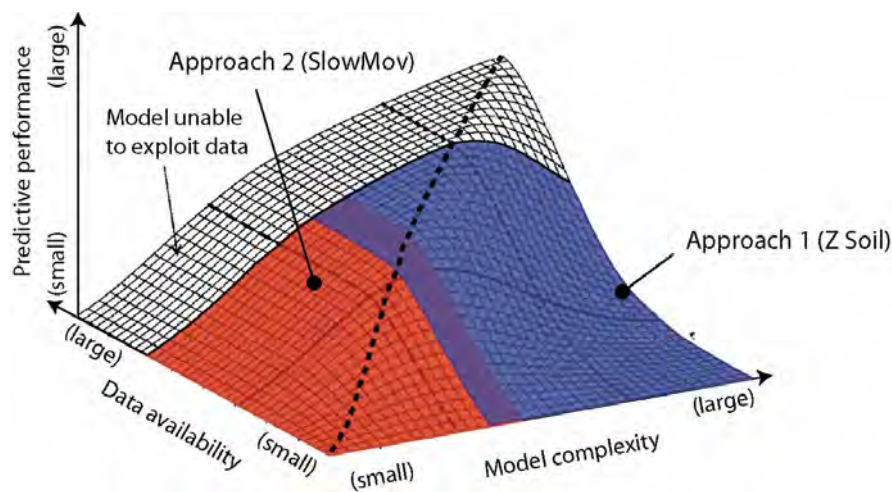


Figure 6.1 - Relation conceptuelle entre la performance prédictive d'un modèle, la quantité de données disponibles et sa complexité (Grayson & Blöschl, 2000). Les plages de performance prédictives des deux approches utilisées dans ce travail sont également indiquées.

L'utilisation des modèles dynamiques fondés sur les méthodes des éléments finis (Pastor et al., 1999) ou des différences finies (Miller et al., 2010) s'est rapidement répandue dans l'analyse des glissements de terrain. La déformation des pentes est décrite par les lois de comportements élasto-plastiques et visco-plastiques en tenant de plus en plus compte du couplage hydro-mécanique en milieu saturé et non saturé (Wilkinson et al., 2002 ; Laloui & Nuth, 2005 ; Laloui, 2006 ; François et al., 2006 ; Commend et al., 2006). Le terme non saturé désigne les milieux à saturation partielle constitués au minimum de trois phases : solide, liquide, gazeuse. A l'inverse, les sols saturés ne sont constitués que de deux phases : solides et liquides. Leur comportement est identique aux sols secs si on tient compte de la notion de contrainte effective (Terzaghi, 1936). Souvent les lois constitutives élasto-plastiques parfaites de type Mohr-Coulomb sont préférées aux lois plus complexes car elles

font appel à des données facilement accessibles, même si elles ne permettent pas d'expliquer tous les mécanismes comme les processus de fluage (Smith, 2006 ; Ledesma et al., 2009).

Parmi les modèles mathématiques à base physique, deux grandes catégories sont distinguées (Malet, 2003) :

- Les modèles issus des théories de la mécanique des sols, généralement en "petite" déformation ;
- Les modèles issus des théories de la mécanique des fluides, généralement en "grande" déformation.

Le développement et l'utilisation de modèles adaptés à la complexité, à l'échelle spatio-temporelle du problème et à la quantité de données disponibles sont des points cruciaux (Grayson & Blöschl, 2000 ; Malet, 2003 ; Corominas et al., 2005). De plus, ces modèles doivent être capables de décrire les mécanismes fondamentaux qui contrôlent les glissements de terrain argileux. Ces mécanismes sont (Corominas et al., 1999 ; Picarelli et al., 1999 ; Malet, 2003 ; Picarelli et al., 2005 ; Comegna et al., 2007 ; Ledesma et al., 2009) :

- Les déplacements induits par des variations de pression interstitielle liées à la recharge et au drainage de la nappe phréatique ;
- Les déplacements liés à la nature visqueuse des matériaux dépendant du temps ;
- Les déplacements liés aux développements de surpression interstitielle dus à des chargements rapides non drainés à condition que la perméabilité du matériau soit suffisamment faible (Picarelli, 1988, van Asch et al., 2006 ; Comegna et al., 2007).

Deux approches complémentaires de modélisation ont été développées dans ce travail pour prédire (i) l'évolution de glissement-coulée argileux pendant les phases d'accélération contrôlées principalement par les variations de pression interstitielle et (ii) l'évolution de glissements-coulées argileux à plus long terme en tenant compte du comportement visqueux du matériau. Ces approches ont été appliquées au glissement-coulée de Super-Sauze.

6.2 Approches choisies pour la modélisation numérique des déplacements du glissement-coulée de Super-Sauze

L'analyse de la relation 'pressions interstitielles – déplacements' et les différents essais géomécaniques en laboratoires (Malet, 2003) ont permis de proposer un concept hydro-mécanique de la coulée. Les mécanismes régissant le comportement du glissement-coulée de Super-Sauze peuvent être classés en deux catégories :

- Les déformations plastiques intenses provoquées par une augmentation généralisée des pressions interstitielles au niveau de la surface de glissement suspectée responsable des accélérations majeures aux printemps 2008 et 2009 (vitesses en surface de 0.4 à 2 m.jour⁻¹) ;
- Les déformations visco-plastiques continues et relativement faibles de la coulée (vitesses en surface d'environ 0.01 à 0.03 m.jour⁻¹) alors que les pressions interstitielles restent constantes ou diminuent.

En pratique, il est difficile de distinguer le degré d'influence de chacun de ces mécanismes sur les déplacements (Ledesma et al., 2009). Cette partie a précisément pour objectif de mettre en évidence par la modélisation numérique l'influence de ces deux mécanismes sur le comportement du glissement-coulée de Super-Sauze en exploitant la nouvelle base de données (géométrie 3D, hydrologie, cinématique) établie pendant ce travail de recherche. Deux approches complémentaires de modélisation numérique à base physique en milieu continu ont ainsi été développées, chacune ayant des objectifs distincts :

- Approche 1. La première approche est fondée sur une modélisation hydro-mécanique 2D pour reproduire l'évolution à court terme de la coulée (à l'échelle de l'année) et de quantifier l'influence des pressions interstitielles sur les mécanismes d'accélération globale du glissement-coulée aux printemps 2008 et 2009. Ce travail de modélisation a été réalisé avec le code de calculs à éléments finis Z Soil (<http://www.zace.com>) en collaboration avec le laboratoire de Mécaniques des Sols (LMS) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Ce code de calcul complexe est caractérisé par

une grande performance prédictive mais requiert un nombre de paramètres d'entrée important (Figure 6.1). Ces paramètres seront explicités au chapitre § 6.2.1.1.

- Approche 2. La seconde approche fondée sur la méthode des différences finies a été développée pour modéliser l'évolution à plus long terme de la coulée (plusieurs années) et démontrer l'influence de la rhéologie visqueuse et de la géométrie 3D du substratum sur le comportement de la coulée. La modélisation a été focalisée sur la période d'accélération du printemps 2008. Cette tâche a été effectuée à l'aide du code SlowMov dont le développement actuellement en cours a été initié pendant ce travail de recherche en collaboration avec plusieurs laboratoires européens. Bien que SlowMov, plus simple que Z soil, ait une capacité de performance prédictive moins importante, il requiert cependant un nombre plus restreint de paramètres d'entrée (Figure 6.1). Ces paramètres seront décrits au chapitre § 6.2.2.1.

Le modèle géométrique 3D (§ 3.3) est utilisé pour définir le maillage et les limites entre les couches. Les concepts hydrologiques établis par de Montety et al. (2007) et Malet (2003) (§ 4.3) ont servi à définir les conditions aux limites hydrologiques et les gammes de perméabilités représentatives à l'échelle de la coulée (e.g. anisotropie de perméabilité induite par la présence de fissures verticales dans la couche C1). Les séries temporelles et spatiales de déplacements obtenus par la corrélation d'images terrestres (§ 5.3.2.1) et par les observations au scanner laser terrestre (§ 5.3.3.1) ont permis de caler et de valider les modèles.

Les principes fondamentaux, les hypothèses de calcul ainsi que les résultats des deux approches sont présentés ci-après.

6.2.1 Approche 1 : Analyse de l'influence des pressions interstitielles avec Z Soil

Dans les glissements où la relation pluie-nappe est importante, il est nécessaire de résoudre le problème en contraintes effectives et d'inclure l'influence de la zone non saturée, car la perméabilité du matériau varie de manière non linéaire en fonction du degré de saturation. C'est pourquoi le code de calcul implémenté dans le logiciel Z soil a été utilisé. De plus, de nombreux exemples ont démontré l'efficacité du code Z soil pour la modélisation de glissements de terrain (Commend et al., 2006 ; François et al., 2007 ; Ferrari et al., 2009). C'est pourquoi ce code de calcul a été choisi dans ce travail. L'interaction des pressions interstitielles avec le comportement mécanique du squelette solide du sol y est résolue avec la formulation mathématique de Biot (Biot, 1956).

6.2.1.1 Formulation du code du calcul implémenté dans Z Soil

La formulation mathématique générale utilisée dans Z Soil est décrite par Truty et al. (2010) et par François et al. (2007) et Ferrari et al. (2009) pour son application spécifique aux glissements de terrain. Les relations de base régissant le modèle sont succinctement présentées ci-après.

Un sol non saturé est composé de trois phases que sont les phases solide, liquide et gazeuse. Dans le cas présent, le sol est représenté par un milieu biphasique dans lequel les bulles d'air sont piégées dans la phase liquide (Truty et al., 2010). Le squelette solide est incompressible. Pour l'écoulement de l'eau, une relation modifiée de Darcy valide pour le milieu saturé et non saturé dépendant de la charge hydraulique est utilisée :

$$\partial_t \mathbf{u}_{r_f} = -\mathbf{K}^* \text{grad}(p + \rho_f \mathbf{g} \mathbf{x})$$

où p est la pression interstitielle (négative pour la phase de compression), ρ_f la masse volumique du fluide, \mathbf{K}^* le tenseur de perméabilité du matériau dépendant du taux de saturation et $\partial_t \mathbf{u}_{r_f}$ le vecteur vitesse d'infiltration du fluide. Les vitesses absolues du fluide $\partial_t \mathbf{u}_f$ et du squelette solide $\partial_t \mathbf{u}_s$ sont liées à la vitesse d'infiltration du fluide par la relation suivante :

$$\partial_t \mathbf{u}_{r_f} = n(\partial_t \mathbf{u}_f - \partial_t \mathbf{u}_s)$$

où n est la porosité du matériau variant de 0 à 1. \mathbf{K}^* s'obtient en multipliant le tenseur de la perméabilité \mathbf{K} à saturation par la perméabilité relative k_r :

$$\mathbf{K}^* = k_r \mathbf{K}$$

où la perméabilité relative k_r dépend du taux de saturation S_r variant entre 0 et 1 et du taux résiduel de saturation $S_{r,res}$. Cette dépendance est écrite par la relation proposée par van Genuchten (1980):

$$k_r = \left(\frac{S_r - S_{r,res}}{1 - S_{r,res}} \right)^3$$

Le degré de saturation est lié à la pression interstitielle par la relation de van Genuchten (1980) :

$$S_r = \begin{cases} 1 & \text{if } p \leq 0 \\ S_{res,r} + \frac{1 - S_{res}}{[1 + (\alpha p / \rho_f)^2]^{0.5}} & \text{if } p > 0 \end{cases}$$

où α est un paramètre de succion (entrée d'air dans le matériau). Finalement l'équation de conservation de la masse est exprimée par :

$$S_r \text{div} \partial_t \mathbf{u}_s = \text{div}[\mathbf{K}^* \text{grad}(\rho + \rho_f \mathbf{g} \cdot \mathbf{x})] - n \left[\beta_f S_r + \frac{dS_r}{dp} \right] \partial_t p$$

où β_f est le module de compressibilité du fluide, $\text{div} \partial_t \mathbf{u}_s$ est le taux de déformation volumique permettant le couplage entre le fluide et le déplacement du solide \mathbf{u}_s . Le comportement du squelette solide est gouverné par l'équation générale de contrainte effective de Bishop permettant d'intégrer les effets de succion de la zone non saturée. La contrainte totale est décomposée en contraintes effectives $\boldsymbol{\sigma}'$ et en pressions interstitielles p , δ étant l'opérateur de Kronecker (Nuth & Laloui, 2008) :

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}' + S_r p \delta$$

La contrainte totale doit satisfaire les équations d'équilibre du matériau:

$$\text{div} \boldsymbol{\sigma} - (\rho_d + n S_r \rho_f) \mathbf{g} = \mathbf{0}$$

où ρ_d et ρ_f sont les masses volumiques du matériau et du squelette solide respectivement. Le tenseur de déformation $\boldsymbol{\varepsilon}$ est relié aux déplacements via la relation linéaire classique :

$$\boldsymbol{\varepsilon} = 0.5 (\nabla \mathbf{u}_s + (\nabla \mathbf{u}_s)^T)$$

L'équation du mouvement prend la forme suivante:

$$\text{div}\{\mathbf{C} : \boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{u}_s)\} = \rho \mathbf{g} - S_r \text{grad} p$$

où \mathbf{C} est le tenseur constitutif décrivant le comportement du sol soumis aux différentes contraintes. Un large choix de modèles constitutifs (e.g. Mohr-Coulomb, Hujeux, Cam-Clay) est disponible dans Z Soil.

6.2.1.2 Stratégie de modélisation

Une modélisation hydrologique est tout d'abord effectuée dans le but de reproduire le champ de pression observé dans les piézomètres⁶ sur l'ensemble de la coulée. La solution de la partie hydrologique est ensuite utilisée dans la résolution de la partie mécanique. Dans ce cas, le modèle hydro-mécanique est partiellement couplé car la résolution de la partie hydrologique est indépendante de la partie mécanique.

⁶ Les piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 sont de type Casagrande installés entre 2.5 et 3 m au-dessous de la surface topographique. Une crépine est présente sur toute la hauteur.

Le modèle hydrologique est calé sur la période du 1^{er} janvier au 25 août 2008 et validé sur la période du 25 août 2008 au 31 décembre 2009. Le modèle hydro-mécanique est ensuite calé sur la période du 1^{er} janvier au 1^{er} septembre 2008 et validé sur la période du 1^{er} janvier 2009 au 1^{er} septembre 2009.

- **Stratégie de modélisation hydrologique:**

La modélisation hydrologique a été réalisée en tenant compte de la zone non saturée (épaisseur de 1 à 2 m, saturation résiduelle, succion) de la couche C1 pour reproduire des conditions d'infiltration réalistes des eaux de pluie et de la recharge de la nappe phréatique. Par hypothèse, les sources profondes maintiennent un niveau basal de pression interstitielle auquel se superposent les variations de pression interstitielle provoquées par l'infiltration de la pluie effective. A première approximation, le débit des sources profondes est supposé constant dans le temps. Le champ de pression est calculé en mode transitoire ; aucune déformation n'est calculée à ce stade. La modélisation hydrologique a été réduite en trois étapes successives :

- La mise en place d'une nappe phréatique (niveau basal de pressions interstitielles) dans le glissement par les sources profondes jusqu'à l'obtention d'un état hydrologique stationnaire. L'objectif est d'atteindre le minimum moyen de pression interstitielle (5 à 9 kPa) observées dans les chroniques piézométriques à la fin des hivers sur la période 2000 à 2009 ;
- L'introduction des pluies effectives (différence entre la pluie totale et l'évapotranspiration) du 1^{er} janvier 2007 au 31 décembre 2007, le but étant de reproduire les conditions hydrologiques de la zone saturée du début de l'année 2008 ;
- L'ajout des chroniques des pluies effectives de l'année 2008 (période de calage du 1^{er} janvier au 25 août 2008)

- **Stratégie de modélisation hydro-mécanique :**

L'existence d'une zone de cisaillement peu épaisse (0.20 - 0.30 m) en profondeur où se concentre la majorité des déplacements identifiés dans les profils inclinométriques (Malet, 2003) permet (i) de représenter le corps de la coulée comme un matériau rigide élastique se déplaçant sur une surface de glissement discrète et (ii) de négliger, en première approximation, les déformations plastiques au sein de la masse.

L'ensemble des hypothèses hydrologiques et mécaniques présentées ci-dessus ont permis de définir les conditions aux limites du modèle.

6.2.1.3 Maillage et conditions aux limites

Un maillage bidimensionnel a été créé à partir d'une coupe extraite du modèle géométrique 3D (topographie d'octobre 2007, § 3.3) passant à l'Est de la crête stable *in situ* et à proximité des piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 alignés dans l'axe de la direction principale d'écoulement (Figure 6.2). Le maillage est composé de 3955 nœuds et de 2854 éléments isoparamétriques représentant la géométrie et les propriétés des couches C1, C2 et du substratum.

Les déplacements des nœuds situés en bordure du modèle sont imposés nuls dans toutes les directions. La surface de glissement entre C1 et C2 est représentée par un élément d'interface permettant le développement de grands déplacements avec une loi constitutive élasto-plastique parfaite de Mohr-Coulomb. Cette approche a été testée avec succès par Comegna et al. (2007).

Les principaux facteurs influençant l'évolution des pressions interstitielles (pluies effectives et apports d'eau profonds; Malet, 2003 ; de Montety et al., 2007) (§ 4.1.1) définissent les conditions aux limites hydrologiques (Figure 6.2). Pour simuler l'apport des pluies effectives, des éléments de flux sont répartis sur toute la surface topographique. Pour les apports d'eau profonds, un élément de flux est placé au niveau du replat supérieur de la coulée entre la couche C2 et le substratum, conformément au modèle hydrologique conceptuel de de Montety et al. (2007). Un second élément de flux est disposé entre les piézomètres BV16 et CV10 à la limite de la couche C2 et du substratum. Sa position exacte demeure incertaine et a fait l'objet d'une analyse de sensibilité dans la phase de calage (§ 6.2.1.4).

Des éléments de drainage (*seepage elements*) sont disposés le long de la surface topographique et en bordure amont et aval du modèle. Les pressions interstitielles sont imposées nulles lorsque les pressions sont supérieures à 0 au niveau de la surface topographique, ce qui permet d'éviter la formation d'une colonne d'eau au-dessus de la surface topographique.

Le flux d'eau associé à la fonte du manteau neigeux n'est pas introduit dans la modélisation bien qu'elle puisse avoir une influence sur l'hydrologie de la coulée (Malet, 2003). Les précipitations solides des périodes hivernales (de la mi-novembre à la mi-mars) sont retirées des chroniques des pluies effectives.

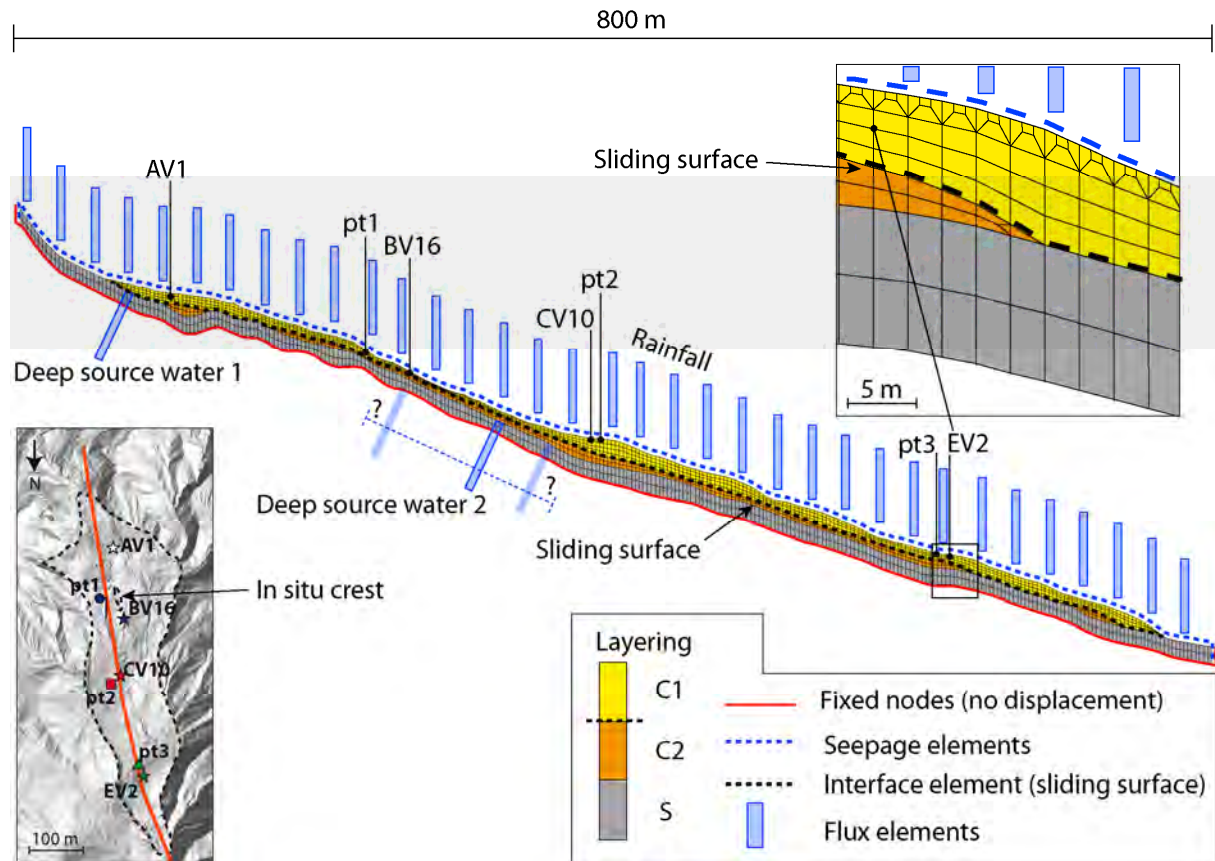


Figure 6.2 - Maillage bidimensionnel et conditions aux limites mécaniques et hydrologiques imposées et conformes au modèle conceptuel hydrologique de de Montety et al. (2007) (Figure 4.4). Les positions des piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 utilisés pour le calage et la validation du modèle hydrologique sont indiquées. Les positions des points (pt1, pt2 et pt3) de séries de déplacements continus obtenues par corrélation d'images terrestres utilisés pour le calage et la validation du modèle hydro-mécanique sont également représentées.

6.2.1.4 Calage du modèle hydrologique

Les paramètres hydrologiques (perméabilités K_x et K_y selon les directions horizontales et verticales, indice de porosité e , saturation résiduelle $S_{r, res}$ et paramètre α des courbes de rétention) ont été sélectionnés en fonction des essais sur échantillons réalisés en laboratoire (Malet, 2003). La phase de calage consiste à optimiser la performance du modèle sur les perméabilités des couches C1 et C2, la position et le flux des sources profondes de façon à reproduire les champs de pression interstitielle observés dans les piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2. L'ensemble des paramètres hydrologiques optimaux obtenus par calage sur la période du 1^{er} janvier au 25 août 2008 et les valeurs de paramètres obtenus par essais en laboratoire sont présentés dans la Table 6.1. La procédure de calage a été effectuée par une procédure de type "essai et erreur". Les paramètres de rétention hydrique du sol α et $S_{r, res}$ ont été déterminés par calage du modèle de van Genuchten (1980) sur les points expérimentaux de la courbe de rétention hydrique établies à partir d'essais en

laboratoire par Malet (2003) (Figure 6.3). La procédure expérimentale est décrite dans Malet (2003). Les pressions de succion faibles peuvent être expliquées par l'existence d'une double porosité matricielle.

Table 6.1- Paramètres hydrologiques optimaux de la phase de calage du modèle hydrologique

	C1	C2	Substratum	Surface de glissement (interface)
e	0.7	0.7	0.1	-
K_x (m.s ⁻¹)	$9.6 \cdot 10^{-7}$	$2.3 \cdot 10^{-8}$	1.10^{-12}	Totalement perméable
K_y (m.s ⁻¹)	$1.9 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-8}$	1.10^{-12}	Totalement perméable
$S_{r,res}$ (-)	0.6	0.5	1	-
α (-)	140	150	-	-

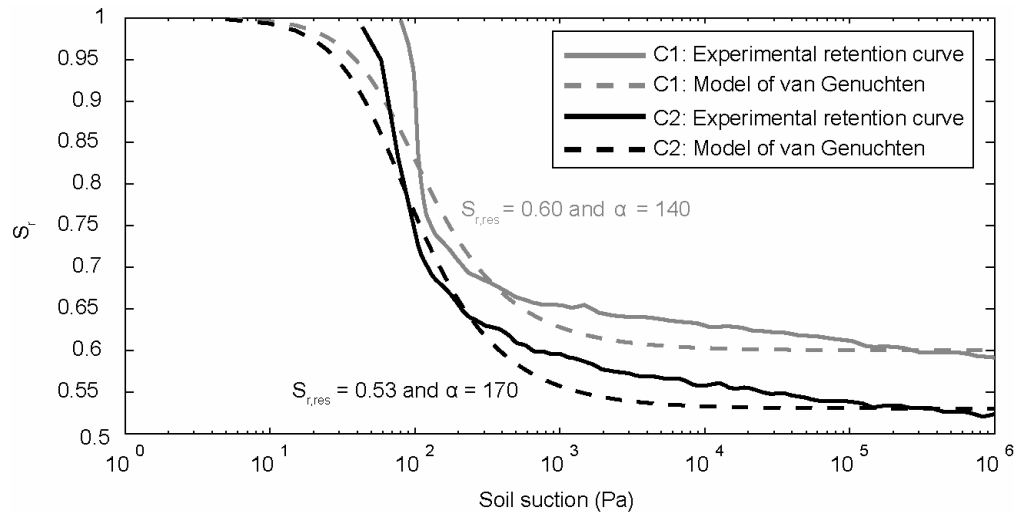


Figure 6.3 - Courbes de rétention hydrique pour les matériaux C1 et C2 et ajustement du modèle de van Genuchten (1980) sur les points expérimentaux des courbes de rétention hydrique établies à partir d'essais en laboratoire (Malet, 2003).

- **Influence de la géométrie du substratum sur les valeurs et la répartition des pressions interstitielles :**

La géométrie du substratum a une influence significative sur la distribution des pressions interstitielles dans la zone la plus active du glissement à proximité du piézomètre BV16 (Figure 6.4). La remontée locale du substratum imperméable facilite le drainage des eaux hors du glissement et, par conséquent, une chute drastique des pressions interstitielles plus en aval au niveau du piézomètre BV16 où il est impossible de maintenir des pressions positives. En effet, l'eau, une fois drainée, ne se réinfiltre pas à cause des conditions aux limites hydrologiques définies par les éléments de drainage. Cet effet irréaliste est lié à la topographie 3D du substratum composée de crêtes et de ravines canalisant localement l'écoulement des eaux hors de l'axe du profil 2D. Par conséquent, le toit du substratum a été abaissé localement de 5 m conformément à la position de la ravine la plus proche du profil pour corriger cet effet 3D.

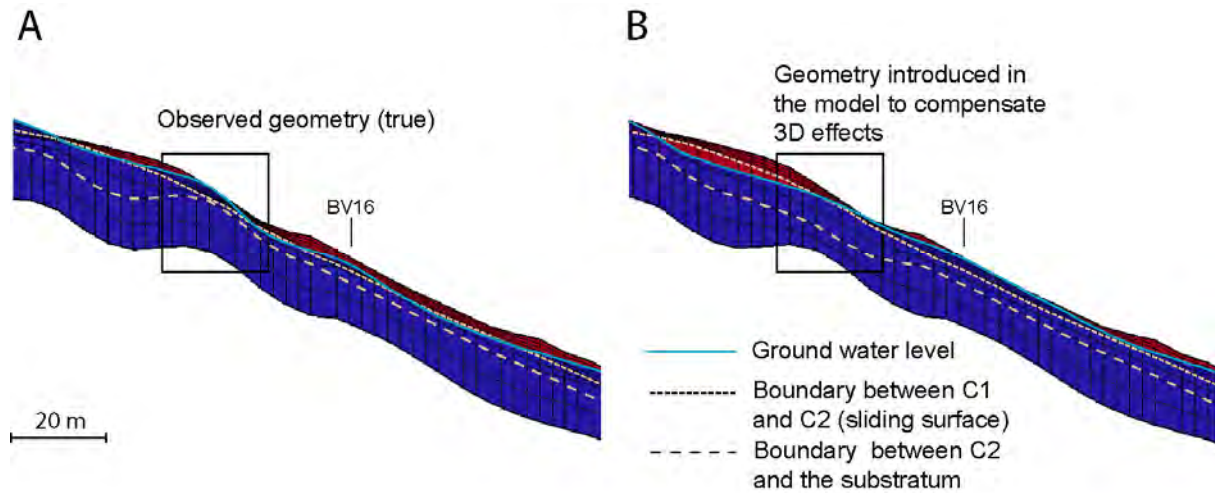


Figure 6.4 - Influence de la géométrie du substratum sur les pressions interstitielles à proximité du piézomètre BV16 (situation en mai 2008), A) la diminution des pressions interstitielles à proximité du piézomètre BV16 due à un effet local de la géométrie du substratum, B) modification de la géométrie pour compenser l'effet 3D. Les valeurs des pressions interstitielles sont en accord avec celles observées dans le piézomètre BV16.

- **Calage de la position et des débits des sources profondes :**

La position de la source profonde 1 relativement bien identifiée par de Montety et al. (2007) (Figure 4.4) n'a pas fait l'objet d'une analyse de sensibilité. Comme cette source est située proche des apports d'eau provenant l'aquifère morainique, un unique élément de flux est utilisé. Il représente ainsi à la fois les apports d'eau superficiels provenant de l'interface moraine-marnes noires au-dessus de l'escarpement principal et les apports plus profonds qui résurgent à proximité de la surface de glissement.

Les variations de débits affectent principalement les pressions dans le piézomètre AV1 et, à très faibles mesures celles de BV16 plus en aval. Par rapport à la source profonde 2, le débit de la source profonde 1 n'a pas une influence significative sur les pressions dans les piézomètres CV10 et EV2. Un flux de 0.01 m.jour^{-1} est nécessaire pour maintenir les pressions minimales dans AV1 et BV16 en fonction des perméabilités présentées dans la Table 6.1.

La position et le débit de la source profonde 2 influencent principalement les pressions interstitielles dans les piézomètres BV16 et CV10 et, à moindre mesure dans EV2 (Figure 6.5). Sans surprise, aucune influence significative n'est observée dans AV1. Les pressions interstitielles dans EV2 diminuent rapidement lorsque le flux de la source 2 est inférieur à 0.01 m.jour^{-1} . Un déplacement de la source 2 vers l'aval implique une diminution drastique des pressions interstitielles dans BV16 et une augmentation des pressions dans CV10. Pour maintenir les pressions interstitielles minimales dans CV10, il est nécessaire de placer la source profonde 2 plus en aval de 60 m par rapport à la position proposée par de Montety et al. (2007). Etant donné que le modèle conceptuel hydrologique est fondé sur une approche distribuée d'analyses hydro-géochimiques (de Montety et al., 2007) et que les positions des piézomètres ont été projetées sur le profil 2D, cette distance de 60 m n'apparaît pas excessive. Un flux de 0.01 m.jour^{-1} permet d'obtenir les pressions minimales à la fin de l'hiver dans CV10 et EV2.

De manière générale, les sources profondes servent de tampon aux fluctuations rapides des pressions induites par l'infiltration des eaux de pluie.

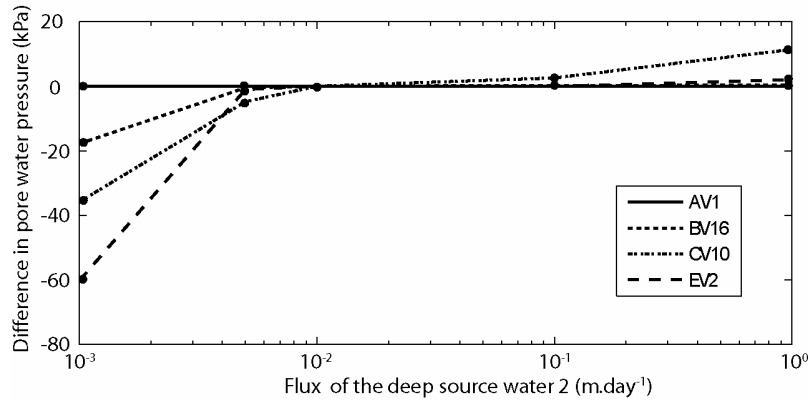


Figure 6.5 - Influence du flux de la source profonde 2 sur les pressions interstitielles dans les piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2 (le flux de référence est de 0.01 m.jour-1). La position de la source 2 est indiquée dans la Figure 6.2.

- **Calage des perméabilités des couches C1 et C2 :**

Les perméabilités influencent significativement la distribution des pressions interstitielles au sein de la coulée. Il s'avère que les valeurs de perméabilité obtenues par essais au perméamètre sur échantillons (Malet, 2003) permettent de reproduire un champ de pression déjà très similaire à celui observé dans les piézomètres et semblent, par conséquent, représentatives des perméabilités à l'échelle de la coulée. Une perméabilité verticale K_y de la couche C1 deux fois supérieures à la perméabilité horizontale K_x est nécessaire pour augmenter la réactivité des piézomètres (Figure 6.6). Sans l'introduction d'une anisotropie de perméabilité, les pressions sont largement sous-estimées dans tous les piézomètres, et cela particulièrement pour le piézomètre EV2 dans la zone d'accumulation. Cette anisotropie est, vraisemblablement, la conséquence des infiltrations préférentielles le long de fissures verticales dans la couche C1 observées par les expérimentations hydrologiques et hydro-géophysiques *in-situ* (§ 4.3 ; Debieche et al., 2011 ; Krzeminska, 2011). Les valeurs de perméabilités obtenues et le rapport d'anisotropie K_x/K_y d'environ 0.5 sont cohérents avec les valeurs moyennes des essais de perméabilités effectuées en laboratoire (pour la couche C1 : $K_x = 8.87 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ et $K_y = 1.90 \cdot 10^{-6}$ et pour la couche C2 : $K_x = K_y = 2.0 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$; Malet, 2003).

Une diminution des perméabilités des couches C1 et C2 d'un facteur 10 a pour conséquence une augmentation des pressions dans AV1 et de BV16 d'environ 8 kPa. A l'inverse, une augmentation des perméabilités d'un facteur identique provoque une baisse drastique des pressions dans tous les piézomètres (> 50 kPa).

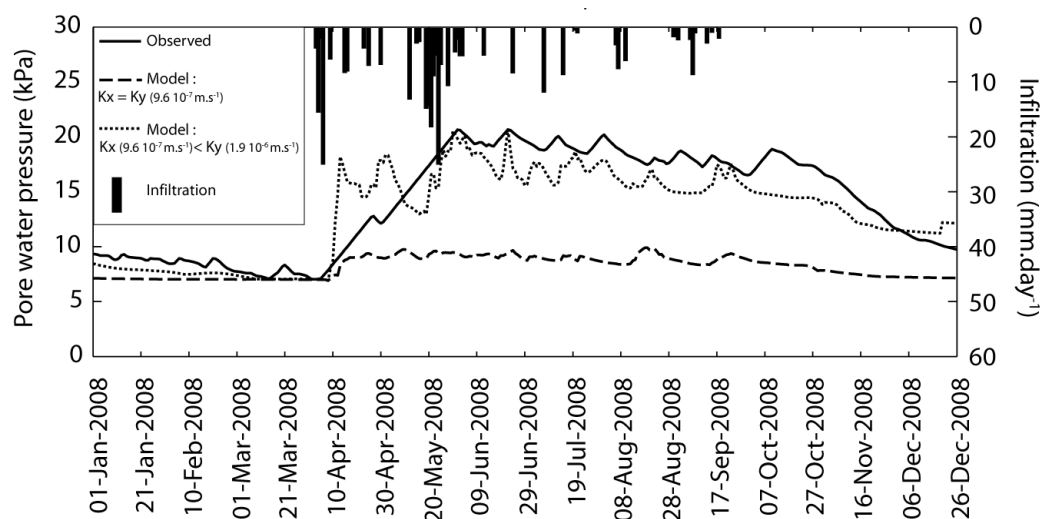


Figure 6.6 - Influence de l'anisotropie de perméabilité sur les pressions interstitielles modélisées pour la couche C1 au niveau de piézomètre EV2.

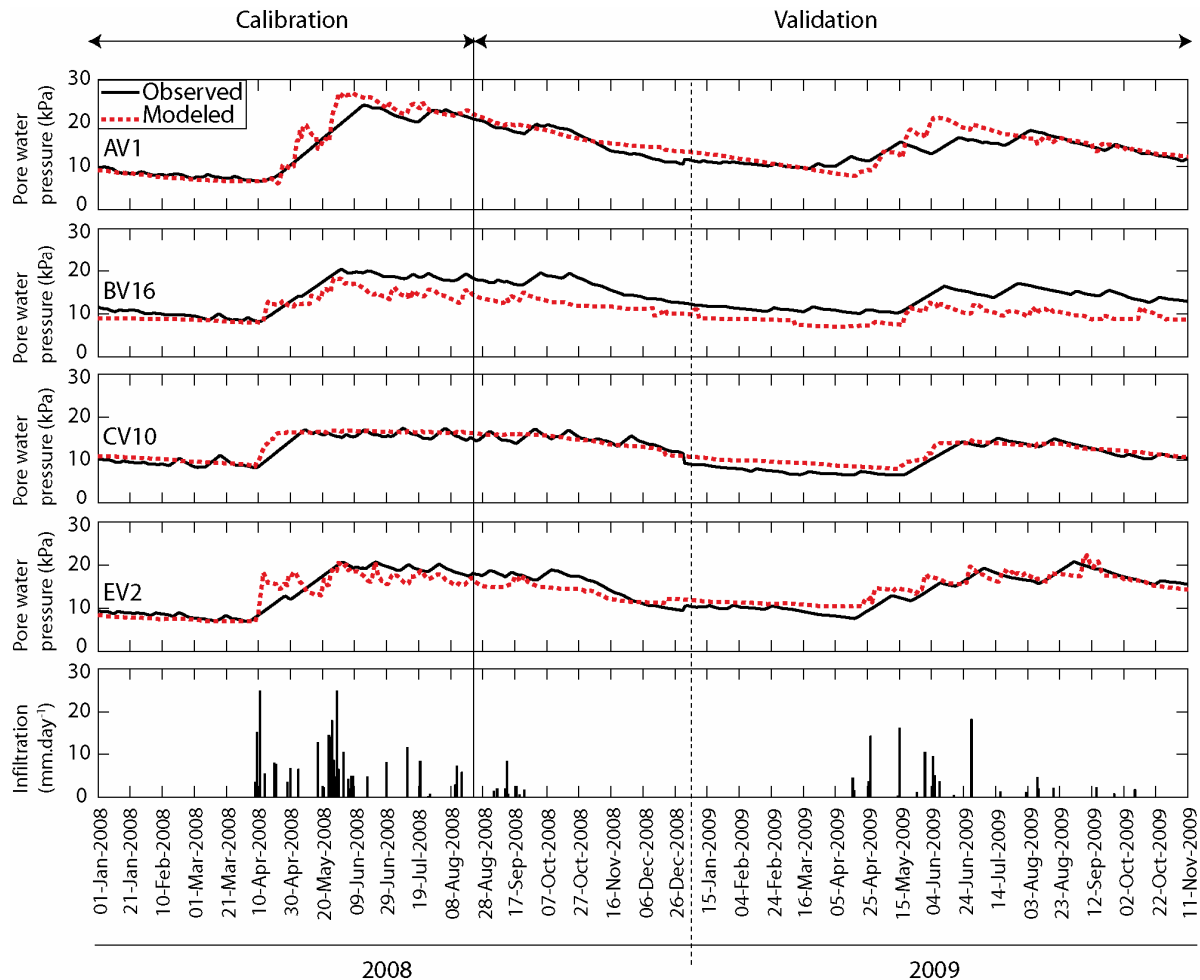


Figure 6.7 - Pressions interstitielles observées et modélisées pour les années 2008 et 2009. Les périodes de calage et de validation ainsi que le taux d'infiltration sont également indiquées.

6.2.1.5 Validation du modèle hydrologique

Les paramètres optimisés (Table 6.1) du 1^{er} janvier au 25 août 2008 ont été utilisés pour simuler le champ de pression interstitielle de la période du 25 août 2008 au 31 décembre 2009 et valider le comportement du modèle hydrologique en fonction des nouvelles conditions aux limites hydrologiques. Les résultats sont présentés dans la Figure 6.7 pour chaque piézomètre utilisé dans la phase de calage. Les variations globales de pressions sont très bien reproduites par le modèle, bien que les pressions dans le piézomètre BV16 soient légèrement sous-estimées. L'amplitude des fluctuations sont également bien reproduites pendant la phase de recharge de la nappe au printemps ainsi que pendant la phase de drainage en été. La rapidité de la phase de recharge est légèrement surestimée par le modèle.

Dès les premières pluies du printemps, le toit de la nappe affleure pratiquement à la surface topographique. Par conséquent, la coulée est pratiquement à saturation complète sur toute sa hauteur. En avril 2008, le matériau de la partie amont de la zone de transit est saturé sur toute la hauteur (Figure 5.28 B). La prédiction du modèle est en accord avec les nombreuses exurgences observées sur le glissement à proximité de BV16 en période de nappe haute (Figure 6.8 A, B). C'est notamment dans ce secteur où le glissement-coulée est le plus actif et où des déclenchements de coulées boueuses ont été observés en mai 2008 (Figure 6.8 C).

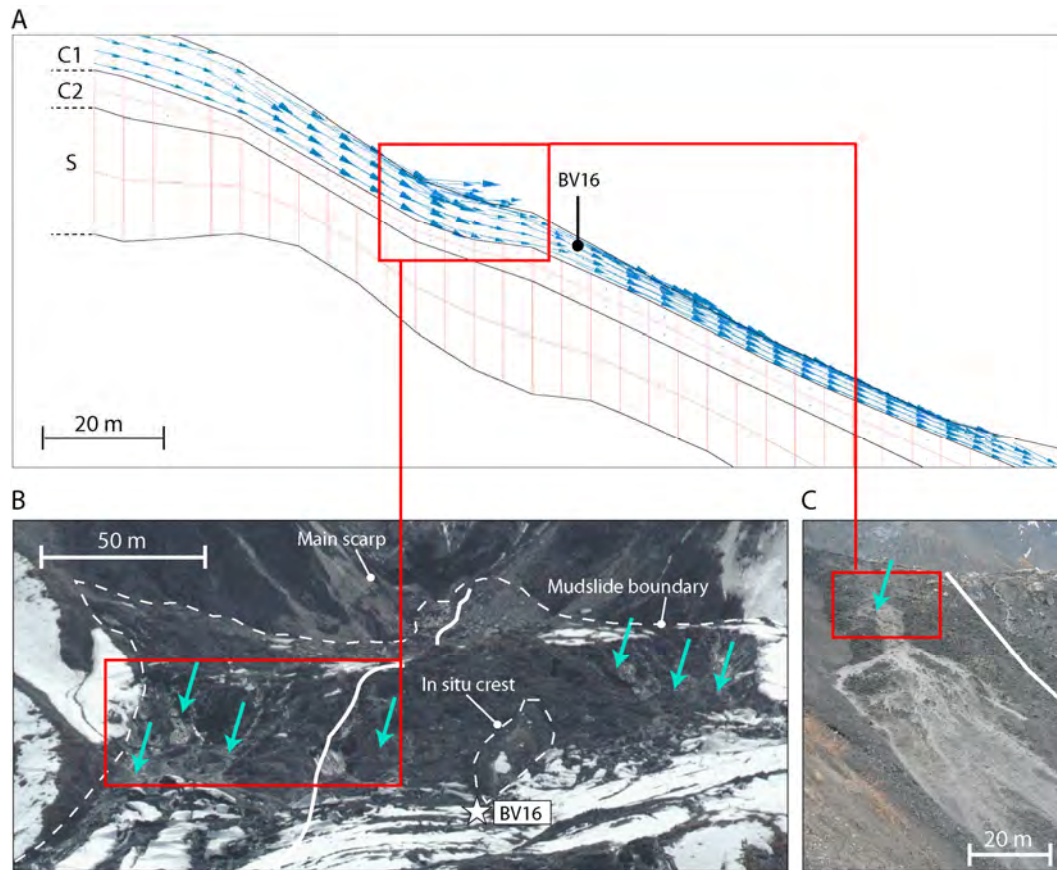


Figure 6.8 - Adéquation entre la présence d'exurgences prédites par la modélisation et les exurgences observées dans la partie amont de la zone de transit, A) vecteurs d'écoulement calculés et dirigés vers l'extérieur du glissement indiquant la présence d'exurgences à l'amont du piézomètre BV16 en mai 2008, B) exurgences observées dans la partie amont de la zone de transit le 4 mai 2008, C) déclenchement d'une coulée boueuse le 22 mai 2008. Les exurgences sont indiquées par des flèches et la localisation du profil 2D en blanc dans les photographies.

Le pied de la coulée à l'aval de piézomètre EV2 est constamment proche de la saturation complète en période d'été en février et est complètement saturée au printemps (Figure 6.9 A, B). Les pressions dans cette partie du glissement sont vraisemblablement surestimées car le modèle ne tient pas compte qu'une partie de l'aquifère est drainée vers les torrents latéraux de Sauze (Malet, 2003) (Figure 4.3). De plus, aucune observation sur le terrain indiquant une saturation complète (sol détrempé, marécage, végétation hygrophyle) n'a été relevée à cet endroit.

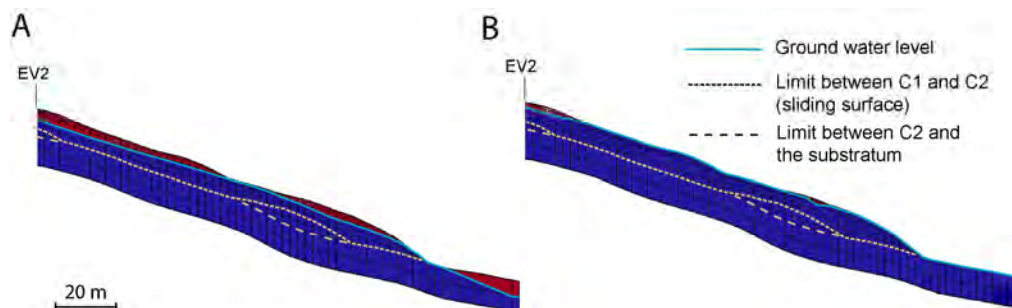


Figure 6.9 - Niveau de la nappe phréatique modélisé dans le pied du glissement-coulée A) en février 2008 et B) en mai 2008.

6.2.1.6 Calage du modèle hydro-mécanique

Les valeurs des paramètres mécaniques (modules de Young E , coefficient de Poisson ν , cohésion c' , angle de friction φ' et poids volumiques γ) ont été sélectionnées en fonction des résultats des essais sur échantillons réalisés en laboratoire (Malet, 2003). La phase de calage consiste à optimiser la performance du modèle en ajustant l'angle de frottement interne de l'interface sur la période du 1^{er} janvier au 1^{er} septembre 2008. Comme pour la modélisation hydrologique, la procédure de calage a été effectuée par une procédure "essai et erreur". L'ensemble des paramètres mécaniques optimaux est présenté dans la Table 6.2.

Table 6.2 - Paramètres mécaniques optimaux de la phase de calage du modèle hydro-mécanique et lois constitutives utilisées.

	C1	C2	Substratum	Surface de glissement (interface)
Loi constitutive	Elastique	Elastique	Elastique	Mohr-Coulomb
E (kPa)	1500	1500	200000	1500
ν (-)	0.4	0.4	0.3	0.4
c' (kPa)	-	-	-	0
φ' (°)	-	-	-	26-33*
γ (kN.m ⁻³)	17	17	26	-

* 26° de la zone d'ablation à la partie amont de la zone de transit et 33° pour les parties en aval (Figure 6.2)

- **Calage de l'angle de frottement interne**

La procédure de calage a été effectuée en ajustant l'angle de frottement interne de la surface de glissement afin que les déplacements cumulés calculés soient comparables à ceux obtenus par corrélation des images terrestres en 2008 (§ 5.3.3.1). Seuls les points 2 et 3 sont utilisés car leur position initiale en 2007 est connue par des mesures au GPS différentiel.

Pour un angle de frottement interne φ de 26° (angle de frottement à l'état critique ; Malet 2003), le modèle reproduit correctement les déplacements de la partie supérieure de la zone de transit mais il surestime considérablement l'amplitude des déplacements (d'une dizaine de mètres) dans les zones plus en aval, quel que soit le jeu de paramètres sélectionné. Il s'est donc avéré nécessaire de l'augmenter de 7° dans les secteurs situés à l'aval du piézomètre CV10 (Figure 6.10).

Après calage de l'angle de frottement interne, le modèle reproduit une distribution spatiale et temporelle des déplacements en surface cohérente avec les observations de terrain en 2008 par corrélation d'images (Figure 6.11 A) et les déplacements observés par scanner laser dans la zone d'ablation (17.5 à 20 m, Figure 5.14 B). Le déplacement du pied de la coulée (26 m) reste toutefois surestimé par rapport aux déplacements obtenus par suivis au scanner laser terrestre pendant cette période (15 m) (§ 5.3.2.1). L'accélération du printemps 2008 est observée vers le 14 avril dans la partie amont de la coulée à la transition entre la zone d'ablation et la zone de transit (Figure 6.10). A cette période, la nappe phréatique atteint la surface topographique (Figure 6.4 B) ce qui se traduit par l'apparition d'exurgences en surface (Figure 6.8). L'accélération s'initie ensuite en aval du 19 mai au 1^{er} juin à mesure que les pressions interstitielles augmentent. L'accélération de la coulée atteint son paroxysme entre le 1^{er} et 6 juin. Les déplacements cumulés les plus importants sont bien reproduits dans la zone la plus active du glissement entre les piézomètres BV16 et CV10, ce qui est en bon accord avec les cartes de déplacements issues de la corrélation des images terrestres.

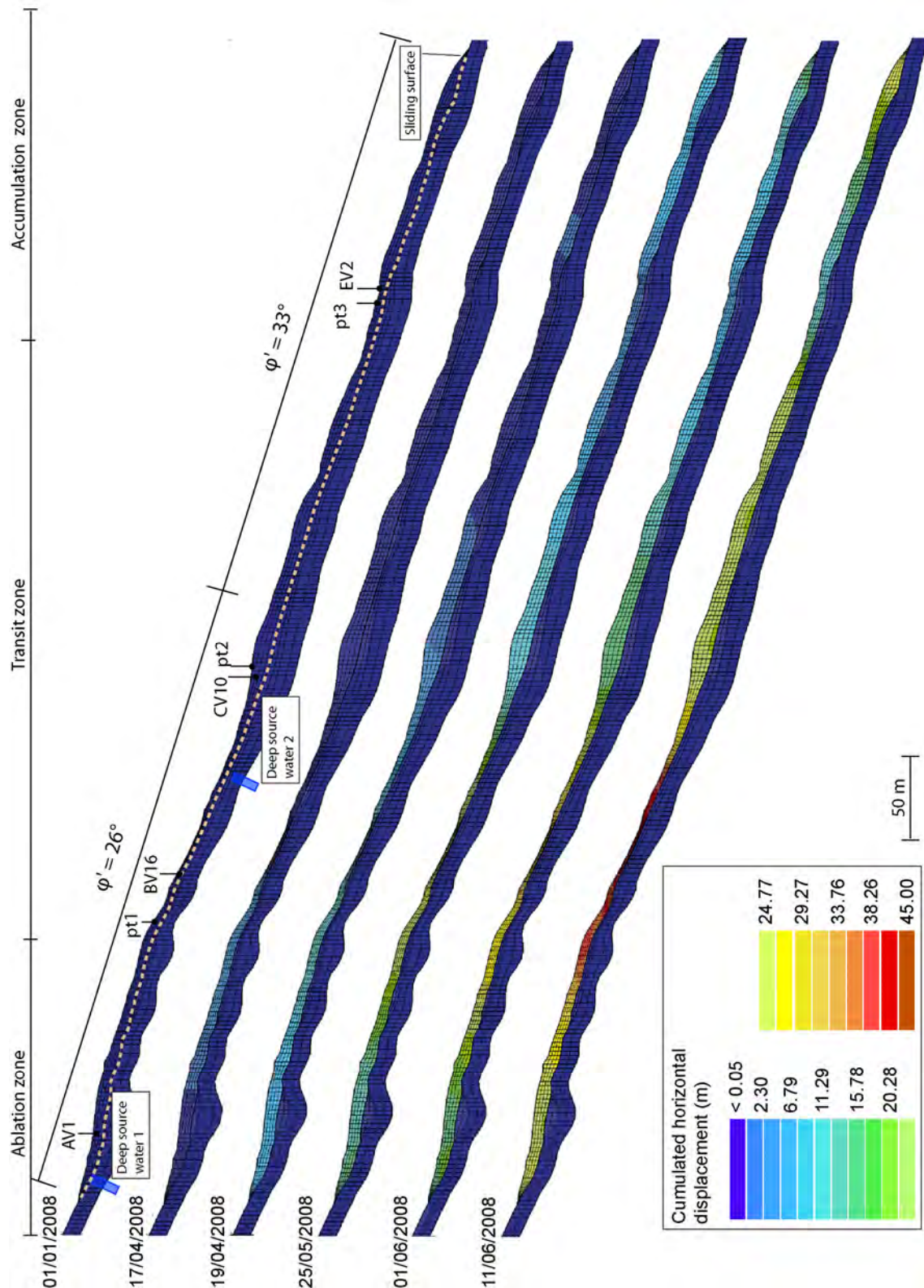


Figure 6.10 - Résultats du calcul hydro-mécanique couplé avec la surface de glissement modélisé par un élément d'interface (loi constitutive élastique pour les couches C1 et C2 et de Mohr-Coulomb pour l'élément d'interface) pour la période du 01/01/2008 au 11/06/2008. La valeur de l'angle de frottement interne ϕ de la surface de glissement est également représentée.

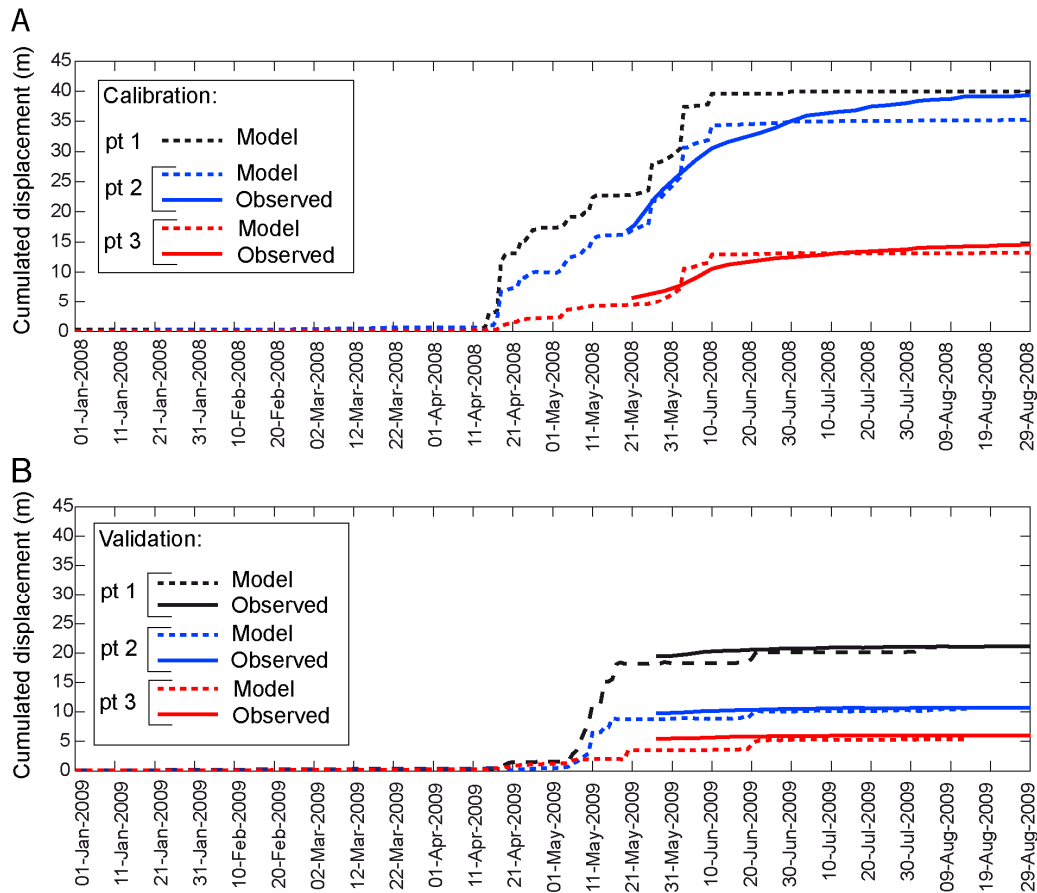


Figure 6.11 - Résultats du calage et de la validation du modèle hydro-mécanique, A) calage sur la période du 01/01/2008 au 29/08/2008 et B) validation sur la période du 01/01/2009 au 29/08/2009 à partir des déplacements obtenus par corrélation des images terrestres.

6.2.1.7 Validation du modèle hydro-mécanique

Les séries de déplacements de 2009 obtenues par la corrélation des images terrestres ont été utilisées pour valider les déplacements cumulés calculés. Comme la topographie de la coulée en 2008 et celle de 2009 sont globalement similaires, une seconde simulation a été réalisée en imposant aux nœuds les pressions interstitielles calculées de l'année 2009 avec les valeurs des paramètres mécaniques optimisées de 2008 (Table 6.2). Les déplacements cumulés à la fin de la période d'accélération coïncident remarquablement avec ceux observés (incertitude de 1 à 3 mètres) (Figure 6.11 B), en sachant qu'actuellement, des écarts du simple au double entre les résultats des modélisations prévisionnelles et les mesures sur le terrain sont souvent considérées comme acceptables (Magnan & Mestat, 1992).

La simulation a notamment permis d'estimer et de compléter les séries de déplacements non déterminées par la corrélation d'images pendant la phase d'accélération de 2009 (à cause de la présence de neige sur la coulée jusqu'à la fin mai 2009). La période de forte activité se situerait entre le 20 avril et le 15 mai 2009 caractérisée par une augmentation importante des pressions interstitielles. Ce résultat conforte l'hypothèse de départ statuant que la majorité des déformations se développe dans une surface de glissement sollicitée par une augmentation des pressions interstitielles. Sans surprise, la réponse de la coulée aux augmentations de pressions interstitielles est soudaine et réagit par paliers de déplacement chaque fois que l'enveloppe de plasticité de Mohr-Coulomb est atteinte. Par conséquent, le comportement de la coulée et, plus précisément, le champ de vitesses calculé à chaque pas de temps est probablement peu réaliste pour ce type de matériau argileux. La phase de décélération de la coulée est un peu trop soudaine par rapport à la réalité car le comportement visco-plastique du matériau n'est pas pris en compte dans la modélisation.

6.2.1.8 Discussion

D'un point de vue technique, le recours à un élément d'interface pour reproduire des déplacements importants jusqu'à plusieurs dizaines de mètres est une approche adaptée aux glissements-coulées où les déformations sont concentrés au niveau d'une surface de glissement. L'influence de la surface de glissement sur les déplacements en surface a pu être ainsi quantifiée par les calculs hydro-mécaniques. Cette approche pourrait être également envisagée pour représenter plusieurs surfaces de glissement internes.

D'un point de vue hydrologique, la modélisation hydrologique 2D du glissement-coulée de Super-Sauze a permis de vérifier le modèle hydrologique conceptuel de de Montety et al. (2007) qui suppose la présence de sources profondes d'alimentation en eau. La présence de ces sources est en accord avec les pressions interstitielles générées au niveau des piézomètres AV1, BV16, CV10 et EV2. Les sources peuvent jouer le rôle de tampon en maintenant un niveau minimal de pression interstitielle dans la coulée et limitant ainsi les variations soudaines de pression induites par l'infiltration des eaux de pluie. Toutefois, une modélisation hydrologique 3D est nécessaire pour confirmer cette conclusion en définissant des conditions aux limites hydrologiques plus proches de la réalité (torrents en bordure de la coulée). Cela est particulièrement nécessaire dans la zone d'accumulation où les pressions interstitielles ont été vraisemblablement surestimées. De plus, des investigations supplémentaires *in-situ* sont nécessaires pour tenter d'évaluer les débits réels des sources (bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant, forages).

D'un point de vue hydro-mécanique, le modèle reproduit correctement la durée de l'accélération et l'amplitude des déplacements cumulés. L'augmentation des pressions interstitielles a été démontrée comme la principale cause de l'accélération au printemps. Une augmentation linéaire des pressions interstitielles de 15 kPa en 2008 et de 10 kPa en 2009 en 40 jours a été suffisante pour permettre l'accélération générale de la coulée. La différence d'amplitudes de déplacements entre 2008 et 2009 est directement liée à des pressions interstitielles plus faibles en 2009 dues à des précipitations moins importantes. La modélisation hydro-mécanique a finalement pu compléter les séries de déplacements obtenues par la corrélation des images terrestres.

Les valeurs de l'angle de frottement interne de 26° et 33° correspondent aux paramètres à l'état critique du matériau C1 déterminés en laboratoire par essais triaxiaux (Malet, 2003). Toutefois, dans le cas d'une surface de glissement discrète et continue dans une matrice argileuse, l'angle de frottement interne devrait tendre vers la valeur résiduelle estimée à 21°. Deux hypothèses sont avancées pour expliquer les valeurs élevées de l'angle de frottement interne :

- La surface de glissement n'est pas parfaitement continue et se développe dans une zone de cisaillement d'épaisseur très variable. Par conséquent, l'état résiduel ne serait pas encore atteint malgré les déplacements importants de la coulée. Un regain de résistance de la zone de cisaillement est également possible ;
- L'obstruction de la coulée en aval due au resserrement de la vallée torrentielle et le drainage latéral de la nappe phréatique vers les torrents dans la zone d'accumulation non pris en compte dans le modèle 2D ont nécessité une augmentation artificielle de la résistance de la surface de glissement de façon à reproduire les déplacements observés. Cette hypothèse peut être vérifiée par une modélisation hydro-mécanique 3D.

Bien qu'il soit difficile de distinguer les incertitudes liées à la géométrie 3D de la coulée des incertitudes liées aux choix des lois constitutives et des paramètres associés, les déplacements liés aux pics de pression interstitielle apparaissent surestimés alors que, pendant la période normale (taux de déplacements constants) suivant le 14 juin caractérisée par une diminution des pressions interstitielles, les déplacements observés sont plus importants que ceux prédits par le modèle (Figure 6.12). Ces observations suggèrent une influence significative de la composante visqueuse non prise en compte dans la modélisation (Ledesma & Olivella, 2002 ; Picarelli et al., 2004 ; Picarelli et al., 2005 ; Ledesma et al., 2009). En période de faible activité, les déformations visco-plastiques peuvent effectivement représenter jusqu'à 20% des déplacements en surface (Malet, 2003). A l'inverse pendant la phase d'accélération, la rhéologie visqueuse de la coulée tend à réduire l'effet des augmentations de pression interstitielle sur les taux de déplacements. Les variations des pressions interstitielles ne suffisent donc pas pour expliquer à elles seules la cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze. Il est nécessaire d'inclure un paramètre de viscosité dans la zone de cisaillement et d'utiliser des lois constitutives élasto-plastiques à écrouissage (e.g. Cam-Clay ou Hujeux) pour caractériser plus finement les

déformations du corps de la coulée. Ces conclusions sont en accord avec de précédentes études sur des glissements argileux (Vuillet, 2000; Ledesma et al., 2009 ; Ranalli et al., 2010).

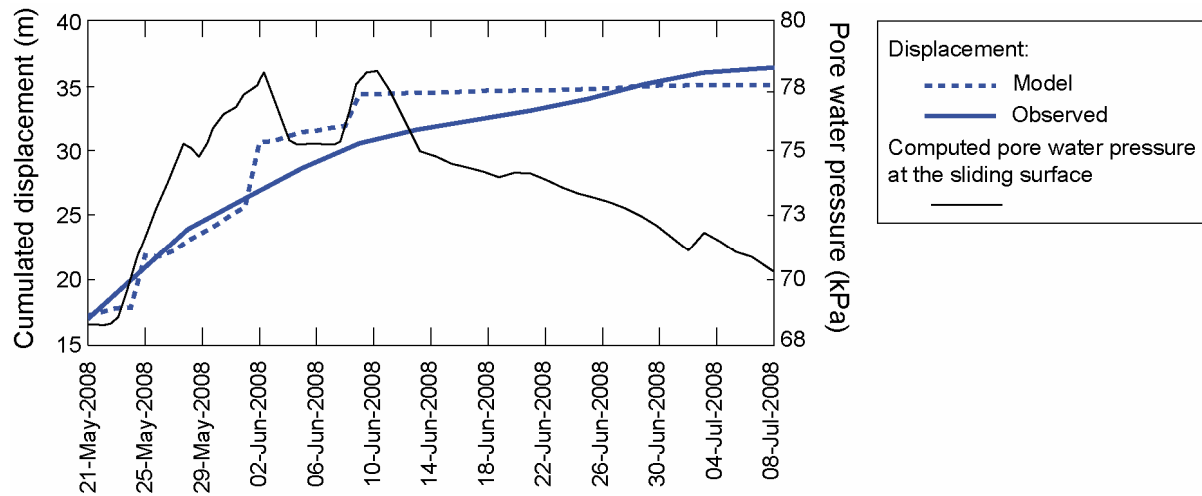


Figure 6.12 - Déplacements cumulés (observés et modélisés) et les pressions interstitielles calculées au niveau de la surface de glissement au pt 2 (Figure 6.10) pendant la période du 21 mai au 8 juillet 2008.

Pour tenir compte du comportement visco-plastique de la coulée, des pressions interstitielles et de la géométrie 3D de la coulée, le code SlowMov a été développé dans un schéma numérique explicite plus simple permettant la détermination de grands déplacements et de simuler à plus long terme l'évolution de la coulée. L'application de cette seconde approche au glissement-coulée de Super-Sauze est présentée dans le chapitre suivant.

6.2.2 Approche 2 : Analyse de l'influence du comportement visco-plastique avec SlowMov

Le code SlowMov est un code de recherche, en phase de développement algorithmique. Il a pour but de reproduire le champ de vitesses spatial et temporel des glissements argileux sur le long terme. Ce travail présente les résultats préliminaires de son application au glissement-coulée de Super-Sauze. Il souligne également les problèmes nécessitant une attention particulière pour le développement futur du code. La formulation mathématique et numérique ainsi que l'application de SlowMov pour modéliser les écoulements de matériaux argileux en laboratoire et à l'échelle de la coulée de Super-Sauze ont fait l'objet d'une publication (auteurs : Spickermann A., Travelletti J., van Asch, Th. W. J., Begueria, S., Malet, J.-P) actuellement en première révision dans le journal *Earth Surface Processes and Landforms* (IP : 2.055) présenté en Annexe 5. La formulation du code est succinctement présentée ci-après.

6.2.2.1 Formulation du code du calcul implémenté dans SlowMov

SlowMov repose sur l'hypothèse selon laquelle les mouvements de la coulée sont principalement contrôlés par :

- la géométrie 3D du substratum stable ;
- les variations des pressions interstitielles (démonstrées dans le chapitre § 6.2.1) ;
- la nature visqueuse du matériau.

SlowMov s'inspire de l'approche couramment utilisée dans la simulation en milieu continu d'écoulements visqueux. La masse du glissement, en réalité hétérogène et complexe, est souvent représentée par un fluide équivalent homogène et monophasique dont les propriétés approximent le comportement générale de la masse (Savage & Hutter, 1989 ; Hungr, 1995 ; Begueria et al., 2009). La différence principale réside dans le fait que les déformations sont uniquement concentrées dans une zone de cisaillement visco-plastique (van Asch et van Genuchten, 1990 ; van Asch et al., 2006 ; Corominas et al., 2005 ; Ledesma et al., 2009 ; Ranalli et al.,

2010). La méthode de résolution est fondée sur un schéma d'intégration explicite en temps en utilisant la méthode des différences finies. Le modèle est implémenté dans le méta-langage PCRaster (van Deursen et al., 1996 ; Karssenberg et al., 2001) utilisant une interface de type SIG permettant d'intégrer et de gérer facilement des topographies complexes au moyen de MNTs.

L'approche fondée sur l'intégration des équations de Navier-Stokes sur la profondeur est utilisée en considérant un fluide incompressible (Hung, 1995 ; Mangeney et al., 2007 ; Begueria et al., 2009). Cette approche est acceptable lorsque l'extension horizontale de la masse est beaucoup plus importante que son épaisseur. Dans ces conditions, la composante verticale des vitesses verticales au sein de la masse est négligeable (Begueria et al., 2009). Le code est régi par les deux équations fondamentales de la conservation de la masse et de la continuité de la quantité de mouvement. Aucun gain, ni perte de masse ne sont considérés. Ces équations sont formulées dans espace Euclidien 2D en coordonnées cartésiennes dans le plan horizontal :

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial x} v + \frac{\partial h}{\partial y} v = 0 \\ \rho h \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \nabla v \right) = D + P - S - C - N \end{cases}$$

où h est l'épaisseur de la coulée ; v est le vecteur vitesse d'écoulement selon les axes x et y du repère Euclidien ; t est le temps ; D et P sont les contraintes gravitationnelles et latérales respectivement représentant l'ensemble de contraintes motrices responsables du mouvement, S , C et N sont les contraintes de résistance.

P est limité par deux valeurs extrêmes suivant la théorie de Rankine (Smith, 2006). S est la contrainte frictionnelle apparente dépendante de la pression interstitielle. C et N sont les contraintes cohésive et visqueuse. L'introduction d'un critère d'instabilité de type Mohr-Coulomb et d'une composante visqueuse dans l'équation de quantité de mouvement permet au matériau d'adopter un comportement visco-plastique caractérisé par des mouvements lents et continus avec des vitesses constantes et de simuler des périodes de fortes accélérations (van Asch et van Genuchten, 1990 ; van Asch et al., 2006 ; Corominas et al., 2005 ; Ledesma et al., 2009 ; Renalli et al., 2010). Pour des glissements en continu déplacement, la résistance de la zone de cisaillement est supposée proche de son état résiduel et la cohésion C est négligée (Ranalli et al., 2010). Une loi constitutive de type Bingham non linéaire est introduite dans la composante visqueuse N , elle exprime la relation entre la contrainte visqueuse et le taux de déformation vertical assumé constant dans la zone de cisaillement (Hung, 1995 ; Angeli et al., 1996 ; Corominas et al., 2005 ; van Asch et al., 2007 b):

$$N = \eta \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^\beta = \eta \left(\frac{v}{d} \right)^\beta$$

où η est la viscosité apparente ; β est le paramètre d'ajustement de Herschel-Bukley ; d est l'épaisseur constante de la zone de cisaillement (si $d > h$ alors $d = h$). Les propriétés constitutives du fluide (η , β) ne peuvent généralement pas être mesurées en laboratoire, mais approximées par des analyses en retour sur des cas réels de glissements (Hung, 1995 ; van Asch et al., 2007 b). Les valeurs de viscosités obtenues sont généralement supérieures de plusieurs ordres de grandeurs à celles déterminées en laboratoire car elles représentent non seulement la viscosité intrinsèque du matériau, mais aussi l'interaction de plusieurs paramètres comme l'effet de pressions interstitielles positives ou négatives (van Asch et al., 2007b). La pression interstitielle initiale p_w est introduite dans le modèle par un ratio de pression interstitielle r_p défini par (Smith, 2006) :

$$r_p = \frac{\rho_w h_w}{\rho g h} = \frac{p_w}{\rho g h}$$

où g est la constante de gravité, ρ_w et ρ sont respectivement la masse volumique de l'eau et du matériau, h_w est la hauteur de la nappe phréatique au-dessus du substratum stable. Si l'évolution des pressions interstitielles dans la coulée est connue, r_p peut également être introduite comme une série temporelle. Il est utilisé pour calculer l'angle de friction apparent φ_{app} avec la relation suivante :

$$\tan \varphi_{app} = (1 - r_p) \tan \varphi$$

L'épaisseur de la coulée et la pression interstitielle sont liés au taux de déformation par les équations de continuité :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla(h\mathbf{v}) = 0$$

$$\frac{\partial p_w}{\partial t} + \nabla(p_w\mathbf{v}) = 0$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \nabla(P\mathbf{v}) = 0$$

Il en résulte une augmentation de l'épaisseur de la coulée et de la pression d'eau interstitielle dans les phases de compression ($\nabla\mathbf{v} < 0$) et d'une diminution de l'épaisseur du glissement et de la pression d'eau interstitielle dans les phases d'extension ($\nabla\mathbf{v} \geq 0$).

6.2.2.2 Tests de sensibilité du modèle SlowMov

La performance du code de calcul SlowMov a été testée en comparant les vitesses prédites par le modèle à celles obtenues expérimentalement en laboratoire à partir d'essais de ruptures contrôlés sur plan incliné d'échantillons de marnes noires (Spickermann et al., soumis a). Le modèle s'avère très sensible à la viscosité apparente η et au paramètre β introduit dans la loi constitutive de Bingham non linéaire. A cause du phénomène de compensation entre ces deux paramètres, β est fixé à 1, réduisant le nombre de paramètres à caler. L'épaisseur de la zone de cisaillement d joue également un rôle important sur le comportement de la coulée car celle-ci est directement liée à la composante visqueuse \mathbf{N} . A l'inverse, l'influence du ratio de pressions interstitielles (modifiant l'angle de frottement apparent φ_{app}) est faible.

6.2.2.3 Maillage et conditions aux limites

Un domaine de calcul discrétisé en 10647 mailles carrées à résolution de 5 m est créé à partir du modèle géométrique 3D de la coulée de Super-Sauze représentant la topographie d'octobre 2007 (§ 3.3).

La condition aux limites mécaniques est fixée par le MNT de l'interface C1-C2 définissant la base du matériau mobilisable de la coulée (Figure 6.13 A). L'épaisseur h de la coulée à l'état initial est déterminée par la différence d'altitude entre le MNT de la surface topographique et celui de l'interface C1-C2 (Figure 6.13 B). La base de la zone de cisaillement correspond à l'interface C1-C2. Pour tenir compte des déformations du corps de la coulée, l'épaisseur de la zone de cisaillement d est supérieure à celle identifiée dans les profils inclinométriques (20 à 30 cm) concentrant la majorité des déplacements (70 à 80% des déplacements observés en surface, Malet, 2003). Son épaisseur, constante, est fixée à 2.5 m. La coulée est autorisée à quitter le domaine de calcul pour éviter que la masse s'accumule en bordure du modèle.

Contrairement à la modélisation réalisée avec Z-soil, SlowMov n'est pas couplé, au stade actuel de développement, à un modèle hydrologique. C'est pourquoi une approche simple a été adoptée pour définir les conditions aux limites hydrologiques. Comme l'accélération de la coulée au printemps 2008 a été provoquée par une augmentation générale des pressions interstitielles (§ 6.2.1), le ratio de pressions interstitielles r_p est introduit comme condition aux limites hydrologiques dépendant linéairement du temps et de l'unité hydro-géomorphologique (Malet, 2003 ; § 4.1.1, Figure 6.13 D). Une carte de taille et de résolution identique au MNT de l'interface C1-C2 permet d'attribuer à chaque unité hydro-géomorphologique (§ 4.1.1) une évolution propre de pression interstitielle (Figure 6.13 C).

Le temps total de simulation est de 96 jours discrétisés en 2000 itérations de 4147.2 secondes.

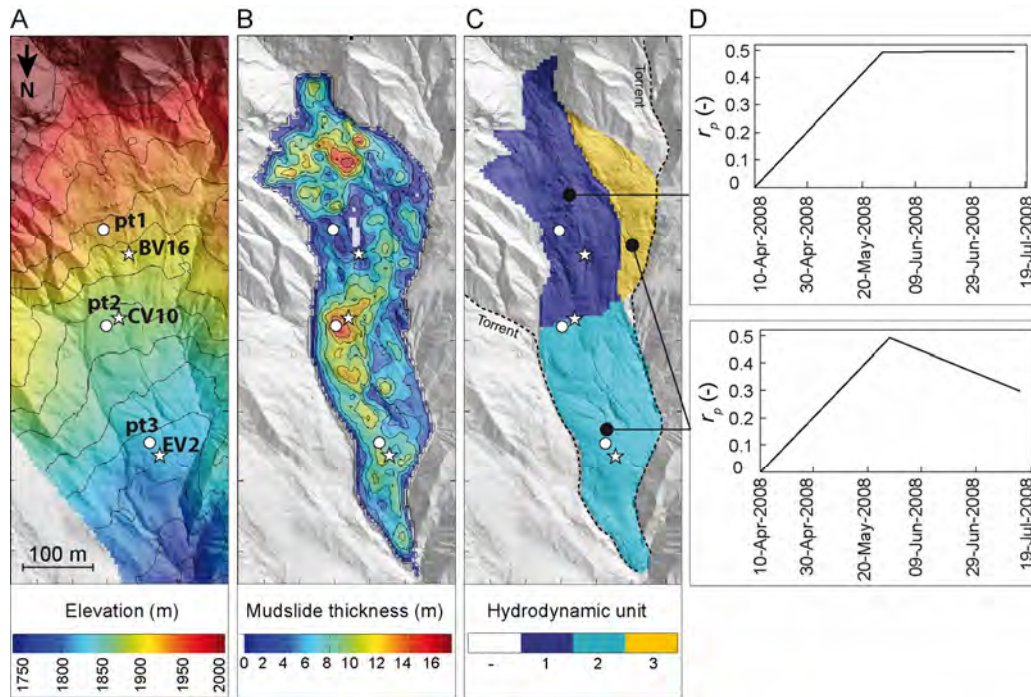


Figure 6.13 - Maillage bidimensionnel et conditions aux limites mécaniques et hydrologiques, A) interface entre les couches C1 et C2, B) épaisseur de la coulée, C) unités hydro-géomorphologiques conforme à la représentation de Malet (2003) et D) séries temporelles du ratio de pression interstitielle associées à chaque unité hydro-géomorphologique (§ 4.1.1).

6.2.2.4 Calage du modèle hydro-mécanique

La procédure de calage a été effectuée en ajustant par une procédure "essai et erreur" le paramètre de viscosité apparente de façon à ce que les vitesses calculées soient comparables à celles dérivées des déplacements obtenus par corrélation des images terrestres sur la période du 10 avril au 19 juillet 2008. L'ensemble des paramètres mécaniques optimaux est présenté dans la Table 6.3.

Table 6.3 - Paramètres mécaniques utilisés pour la modélisation, les valeurs de viscosité apparente sont indiquées dans Figure 6.14.

d (m)	2.5
ρ (kg.m ⁻³)	2000
ρ_w (kg.m ⁻³)	1000
$\Phi'_{initial}$ (°)	28
c' (Pa)	0
θ (-)	1

Pour une valeur de viscosité spatialement homogène, le modèle surestime considérablement l'amplitude des vitesses durant la phase d'accélération du 10 avril au 8 juin 2008 dans les zones en aval du piézomètre CV10. Il s'est donc avéré nécessaire d'attribuer une valeur de viscosité propre à chaque unité hydro-géomorphologique. Par hypothèse, les matériaux grossiers de l'unité hydro-géomorphologique 1 sont caractérisés par une viscosité inférieure à celle des unités hydro-géomorphologique 2 et 3 à granulométrie plus fine (Figure 6.14, § 4.1.1). Cette hypothèse a permis de réduire dans un premier temps les vitesses dans la zone d'accumulation et de reproduire une répartition spatiale des vitesses plus proche de celles observées (diminution des vitesses de l'amont vers l'aval) (Figure 6.15, Figure 6.16).

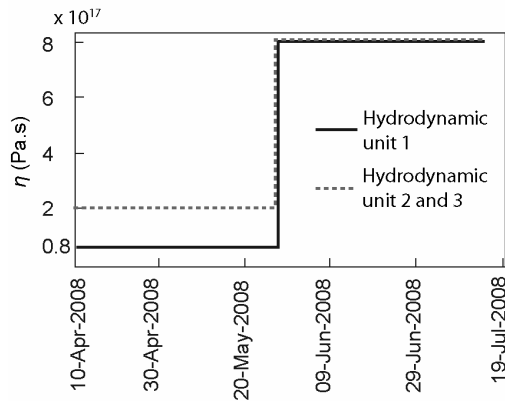


Figure 6.14 - Variation temporelle et spatiale de la viscosité apparente en fonction du régime hydrologique des unités hydro-géomorphologiques.

A partir du 8 juin 2008, la phase de décélération est caractérisée par des pressions interstitielles pratiquement constantes ou en légère diminution. Le modèle peine cependant à reproduire la décélération rapide et générale de la coulée. Une fois le pic de pression interstitielle atteint, il a été nécessaire d'augmenter la viscosité dans toutes les unités hydro-géomorphologiques pour reproduire une décélération comparable à celle observée (Figure 6.14). Ce changement de viscosité apparente va dans les sens des conclusions de Ledesma et al. (2009). En effet, à contraintes effectives constantes, les variations de vitesses sont souvent attribuées à une variation de la viscosité, définissant différents niveaux de fluage primaire, secondaire et tertiaire. La nécessité d'augmenter la viscosité pendant la phase de drainage a également été suggérée par Malet (2003) qui remarqua par modélisation numérique avec un modèle constitutif de Bingham une surestimation notable des vitesses pendant cette phase. Le modèle peut donc être amélioré en distinguant les phases de régime de pressions interstitielles croissant, constant et décroissant (Keefer & Johnson, 1983 ; van Asch, 2001). Par conséquent, la viscosité apparente est un paramètre dépendant du régime temporel hydrologique et des unités spatiales hydro-géomorphologiques (Figure 6.14). Il est intéressant de mentionner qu'une modification de la valeur de viscosité apparente en fonction du régime de pression interstitielle induit une hystérésis dans le comportement de la coulée. En effet, pour une même valeur de pression interstitielle, les vitesses différeront selon le régime de pression croissant ou descendant.

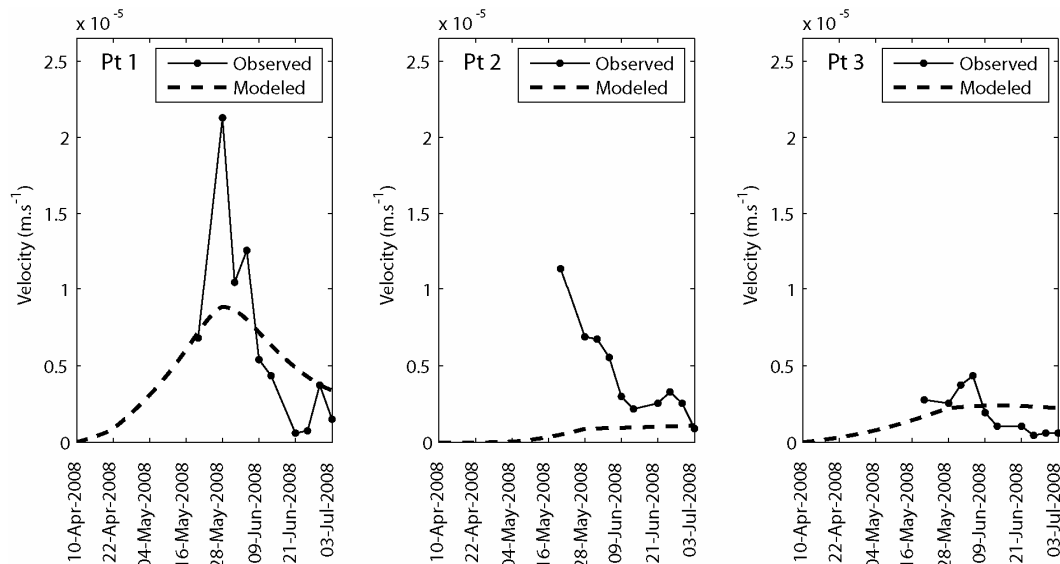


Figure 6.15 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique.

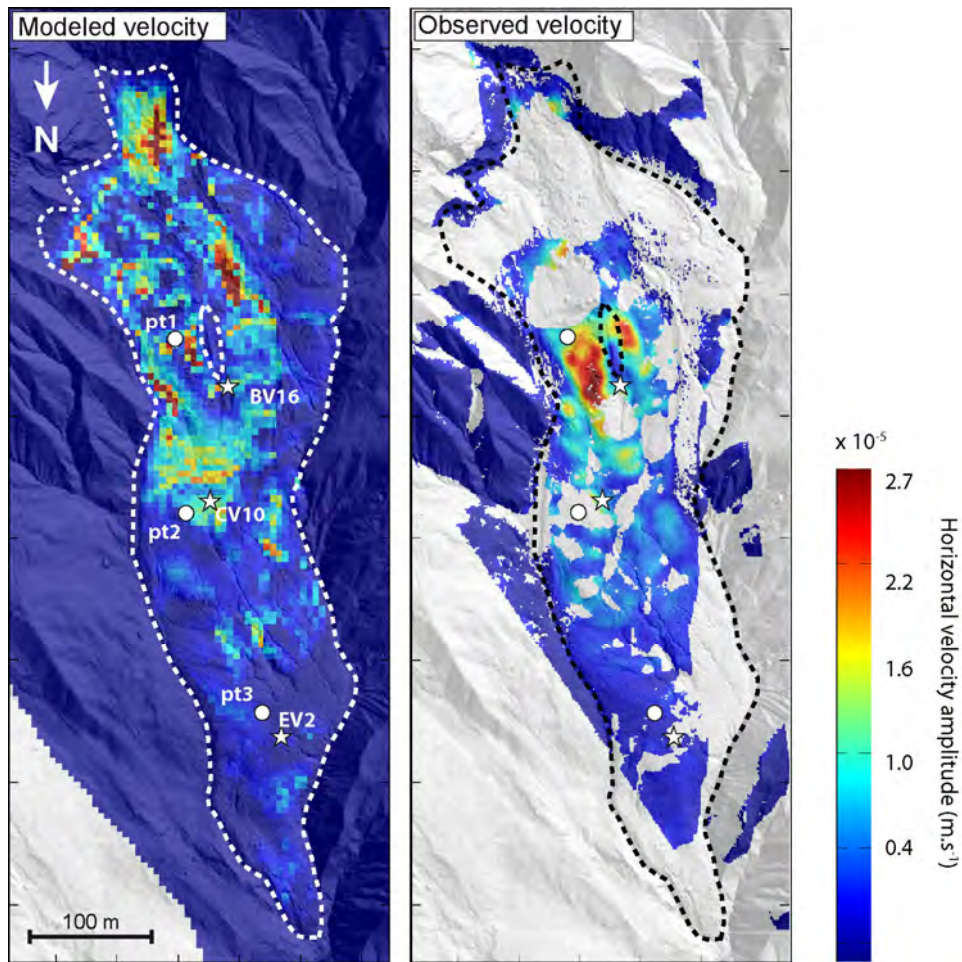


Figure 6.16 - Distribution spatiale des vitesses modélisées avec le code SlowMov et observées (période du 1 au 4 juin 2008).

6.2.2.5 Discussion

Les résultats préliminaires montrent que le modèle est capable de reproduire de manière réaliste la phase d'accélération du printemps 2008 à l'aide d'une loi constitutive visco-plastique simple de type Bingham. Toutefois, relativement à la modélisation avec Z Soil, il apparaît clairement que l'influence des pressions interstitielles est sous-estimée dans le modèle. Son influence avait pourtant été exagérée en imposant un ratio de pression interstitielle nul au début de l'accélération en avril 2008 augmentant linéairement à 0.5 au pic de pression en juin (Figure 6.13 D). En réalité, la variation de pressions interstitielles nécessaire à l'initiation de l'accélération est bien moins importante (*i.e.* r_p de 0.4 à 0.5). Une solution serait de rendre dépendant la viscosité apparente aux pressions interstitielles. Des tests réalisés sur des échantillons de marnes noires montrent effectivement qu'au dessus de la limite de liquidité, la viscosité décroît exponentiellement quand la teneur en eau diminue (Malet, 2003). Toutefois, à l'heure actuelle, il n'existe aucune méthode standard permettant de déterminer, au-dessous de la limite de liquidité, une relation claire entre la teneur en eau et la viscosité. Toutefois, en définissant, en première approximation, une relation linéaire entre le ratio des pressions interstitielles et la viscosité, $\eta = f(r_p)$, la qualité d'ajustement entre les vitesses calculées et avec celles observées s'avère a priori meilleure (Figure 6.17).

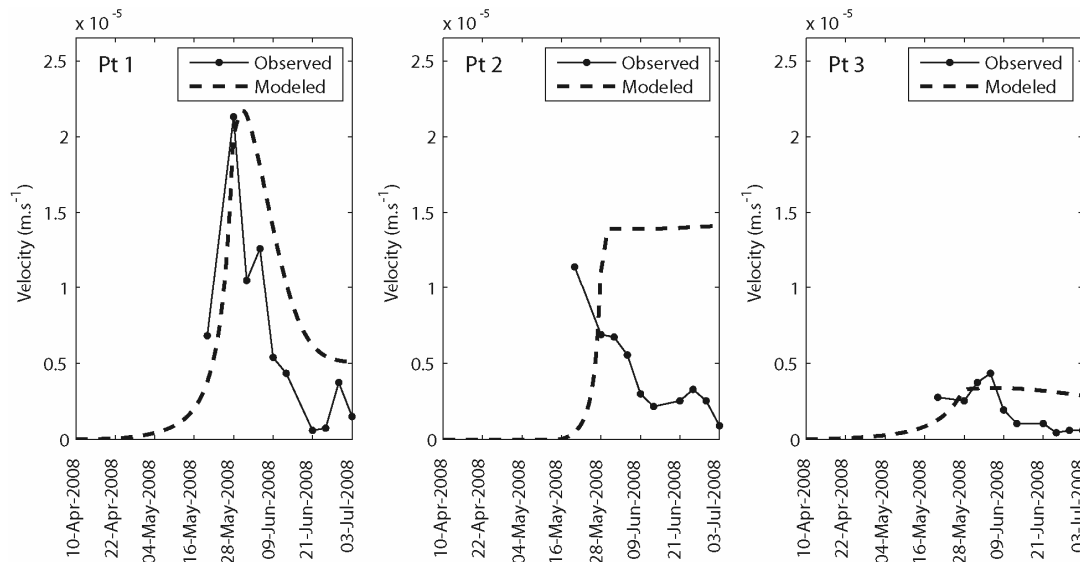


Figure 6.17 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique et une dépendance de la viscosité aux pressions interstitielles.

Malgré ces progrès sensibles, des améliorations doivent encore être apportées dans le schéma conceptuel du code pour modéliser correctement les phases de décélération de la coulée. Selon l'approche conceptuelle du modèle (Annexe 5), une décélération se produit uniquement en condition d'extension ($\nabla v \geq 0$), or la zone d'accumulation de la coulée en forte décélération après juin 2008 est en compression générale du fait de la forte activité de la partie supérieure de la zone de transit. Par conséquent, à ce stade de développement, il est difficile d'obtenir une adéquation optimale entre les vitesses modélisées et celles observées. Pour modifier drastiquement le comportement de la coulée dans la phase de drainage, une solution envisageable serait de résoudre le problème en mode statique (calcul de stabilité statique) chaque fois où les contraintes motrices ($D+P$) sont inférieures aux contraintes de résistance ($S+N$). Il en résulte une diminution soudaine des vitesses dans la phase de décélération (Figure 6.18).

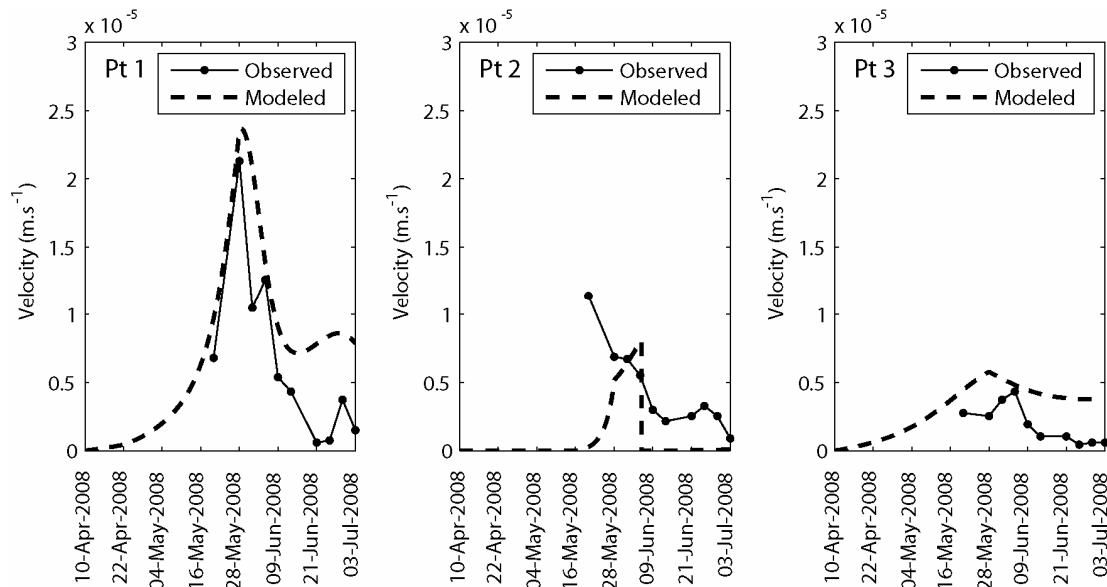


Figure 6.18 - Vitesses calculées et modélisées aux points 1, 2 et 3 en imposant une viscosité à chaque unité hydro-géomorphologique, une dépendance de la viscosité aux pressions interstitielles et en combinant résolution en mode dynamique et statique.

6.3 Conclusion du Chapitre 6

La modélisation par la méthode avec les éléments finis (Z Soil) a permis de vérifier le modèle hydrologique conceptuel proposé par de Montety et al. (2007) et a démontré l'influence majeure des pressions interstitielles dans l'accélération aux printemps du glissement-coulée de Super-Sauze. Le modèle reproduit correctement la durée de l'accélération et l'amplitude des déplacements cumulés. Il a également permis de compléter les séries de déplacements obtenues par la corrélation des images terrestres. Les angles de frottement interne importants de 26° et 33° obtenus par calage pourraient indiquer une surface de glissement non continue dans une zone de cisaillement d'épaisseur variable. Les déplacements liés aux pics de pression interstitielle sont surestimés dans les phases d'accélération alors que pendant la période calme ils sont sous-estimés, mettant en évidence l'influence significative de la composante visqueuse. Une modélisation hydro-mécanique 3D est donc fortement recommandée dans le futur pour mieux évaluer le rôle de la topographie du substratum en définissant des conditions aux limites incluant la géométrie de la vallée torrentielle et le rôle drainant des torrents en bordure de la coulée.

Le comportement visco-plastique de la coulée peut être potentiellement bien représenté par un modèle de type Bingham non linéaire implémenté dans le code SlowMov. Les résultats préliminaires ont permis de mettre en évidence la forte influence de la viscosité apparente dans le comportement de la coulée. Toutefois, l'influence des pressions interstitielles est fortement sous-estimée et mérite une attention particulière dans le développement futur du code. En effet, une dépendance de la viscosité à la fois spatiale et temporelle en fonction des pressions interstitielles apparaît nécessaire pour représenter de manière réaliste le comportement de la coulée. Le modèle peut donc être amélioré en distinguant les phases de régimes de pressions interstitielles croissant, constant et décroissant (Keefer & Johnson, 1983 ; van Asch, 2001).

Les deux approches de modélisation Z Soil et SlowMov suggèrent une modification des propriétés de la surface de glissement et de la zone de cisaillement à l'aval du piezomètre CV10. Cela est vraisemblablement dû aux conditions aux limites hydrologiques définies par les torrents en bordure de la coulée modifiant les propriétés hydro-mécanique de la coulée à cet endroit.

Les deux approches de modélisation Z Soil et SlowMov sont complémentaires. Z Soil est particulièrement bien adapté pour identifier des seuils de modifications de régimes hydrologiques responsables de l'accélération de glissements-coulées sur le court terme. Par contre il serait peu envisageable de l'utiliser comme outil de prédiction sur le long terme (plusieurs années). Pour cela, il faudrait intégrer une loi de comportement plus complexe de type visco-plastique pour le matériau de la coulée, ce qui impliquerait des problèmes de distorsion importante du maillage (Roquet, 2000). A l'inverse, de part son schéma d'intégration explicite en temps, SlowMov s'avère plus approprié pour modéliser de grands déplacements et déformations sur le long terme.

Un obstacle commun aux deux approches vient de la difficulté à caractériser mécaniquement et hydrologiquement les matériaux de la coulée de manière exhaustive. L'amélioration des capacités des modèles à tenir compte de processus de plus en plus complexes nécessite donc le développement en parallèle de techniques de mesures *in-situ* (techniques géophysiques, géotechniques et hydrologiques) permettant de fournir des données d'entrées aux modèles suffisamment représentatives de l'échelle d'étude. Cela nécessite le développement et le maintien d'un réseau d'observation multi-paramètres sur le terrain.

Conclusion générale

Ce travail de recherche multidisciplinaire a combiné différentes approches issues d'observations de terrain et de techniques d'imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'analyse de l'aléa gravitaire. Les objectifs principaux de ce travail ont été :

- de développer des méthodologies d'intégration de données multi-sources et multi-résolutions dans des modèles géométriques, hydrologiques et cinématiques cohérents ;
- de développer de nouvelles méthodologies et des protocoles d'analyse pour le suivi et la caractérisation cinématique et hydrologique de glissements de terrain à l'aide des récentes techniques en imagerie. Les méthodologies développées devront être transposables sur d'autres sites pour permettre une meilleure gestion des glissements de terrain ;
- d'identifier les variables de contrôle de prédisposition et de déclenchement et les mécanismes élémentaires de glissements de terrain pour une modélisation hydro-mécanique.

Les sites d'étude retenus ont été les glissements-coulées marneux de Super-Sauze et de La Valette dans le Bassin de Barvelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France).

Les méthodologies développées ont permis de déterminer spatialement et temporellement les différentes caractéristiques majeures des sites d'étude (structuration interne, comportement hydrologique, comportement cinématique, mécanisme de déformation) et de proposer un modèle de fonctionnement du comportement hydro-mécanique des glissements-coulées, en complément aux travaux antécédants. Ainsi, les objectifs spécifiques ont été :

- de caractériser la structuration interne et la géométrie 3D des glissement-coulées à l'aide de données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques ;
- de proposer un modèle conceptuel hydrologique de la zone non saturée par suivi temporel et spatial de résistivités électriques et par l'analyse de données piézométriques ;
- de caractériser la cinématique des glissements-coulées à partir de plateformes terrestres de télédétection (photogrammétrie et scanner laser) combinées à des plateformes aériennes et à des suivis par GPS différentiel ;
- d'identifier les mécanismes principaux des glissements-coulées par modélisation hydro-mécanique.

Afin d'atteindre ces objectifs, ce travail est présenté en six chapitres détaillant chacun une thématique spécifique.

Le premier chapitre a été consacré à la description des glissements-coulées argileux. Il a également présenté la cadre morphologique et géologique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette ainsi que leurs caractéristiques morphologiques et cinématiques majeures.

Le deuxième chapitre de ce travail a synthétisé les principes et capacités des techniques d'imageries multi-paramètres et multi-résolutions, à savoir les techniques géophysiques (tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction) utilisées pour la caractérisation structurale et hydrologique, et les techniques de télédétection optique (scanner laser et photogrammétrie optique) utilisées pour la caractérisation cinématique. Malgré une précision et une résolution généralement inférieures à celles des techniques directes *in-situ* (observations de terrain, essais géotechniques, forages), ces techniques ont l'avantage de fournir des informations distribuées spatialement et d'être adaptables à différentes échelles spatiales (de l'échelle locale de plusieurs mètres carrés à l'échelle régionale de plusieurs kilomètres carrés).

Dans **le troisième chapitre**, une méthodologie d'intégration de données multi-sources pour l'élaboration des modèles géométriques des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette a été développée. Les étapes les plus importantes consistent à géoréférencer et à (ré-) interpréter les données acquises afin d'assurer une bonne cohérence entre les interprétations. Une méthode simple a également été présentée pour évaluer la qualité des données à l'aide d'un indice de confiance pour optimiser la qualité du modèle géométrique lorsque que les informations sont localement redondantes. Les campagnes d'investigations géophysiques et géotechniques réalisées en 2008 sur le site de Super-Sauze et en 2008, 2009 et 2010 sur le site de La Valette ont permis d'affiner ces modèles. L'intégration de l'ensemble des investigations nouvelles et anciennes a mis en évidence une structure interne décomposée en trois unités quasi parallèles C1, C2 et S.

Pour le glissement-coulée de Super-Sauze, la structure interne est composée d'une unité semi-perméable C1 qui est un aquifère de nappe libre et d'une unité imperméable C2 très peu active ("corps mort"). L'épaisseur de ces deux unités varie fortement. L'épaisseur de C1 est importante dans la zone d'ablation et dans la partie médiane de la zone de transit (jusqu'à 18 m). Le volume total de la coulée est évalué à 560'000 m³. La géométrie complexe du substratum, notamment la présence de crêtes totalement ou partiellement enfouies, contrôle fortement l'écoulement de la coulée.

Parce que le glissement-coulée de La Valette associe deux styles de comportement (un comportement en coulée dans les zones de transit et d'accumulation, et un comportement en glissements trans-rotationnels de blocs pluri-décamétriques plus ou moins cohérents dans la zone d'ablation), deux modèles géométriques ont été élaborés. Dans la zone d'ablation, un modèle conceptuel géométrique est proposé pour expliquer les mécanismes de rupture et l'évolution régressive du glissement. La couronne est affectée par des glissements inclus dans une grande structure de type dièdre. En aval, le corps du glissement-coulée agit comme une butée retenant la partie amont. Par conséquent, la progression du glissement-coulée permet le développement de plans de fracture en pente structurale affectant l'escarpement principal. Le volume de la masse actuellement mobilisée dans l'escarpement est évalué à 500'000 m³. Le modèle géométrique de la zone de transit et d'accumulation est représenté par une structuration interne en trois unités C1, C2 et S. La base de l'unité C1 dont la forte activité a été observée par mesures inclinométriques est incertaine car son identification dans les tomographies de résistivités électriques n'a pas été toujours possible. L'unité C2 est affectée par du cisaillement interne et ne correspond donc pas au corps mort observé par Colas & Locat (1993). La position de ce corps inactif devrait se trouver plus en profondeur, mais il n'a pas été détecté dans les données de forages (vitesses d'avancement, pression de poussée), ni dans les tomographies de résistivités électrique et de sismique réfraction. Il est possible qu'il ne soit présent que localement, ce qui nécessite des investigations *in-situ* complémentaires. Le volume de la zone de transit et de la zone d'accumulation a pu être estimé à 2.2 10⁶ m³.

Le quatrième chapitre a été consacré à la caractérisation hydrologique des glissements-coulées. Des expérimentations de pluies à petite échelle ont mis en évidence le rôle significatif de l'infiltration préférentielle en terrains marneux dans la recharge de la nappe grâce aux suivis par tomographie électriques de résistivité combinés aux mesures hydrologiques. Une méthodologie d'acquisition et de traitement d'observations répétées de résistivités électriques a été développée. Ces expérimentations montrent que le front d'infiltration dans la zone non saturée peut être imagé et que des temps caractéristiques d'états hydrologiques stationnaires peuvent être déterminés. Les paramètres susceptibles de modifier la réponse électrique sont multiples et présentent des interactions complexes. Si certains paramètres sont quasiment statiques durant la période du suivi (*e.g.* conductivité surfacique, conductivité du squelette du sol), d'autres évoluent dans le temps (*e.g.* taux de saturation, résistivités électriques de l'eau d'imbibition). L'interprétation du signal électrique en termes de saturation reste donc une tâche difficile. Une approche 3D de tomographie de résistivité électrique s'avère nécessaire étant donné la forte hétérogénéité spatiale de l'hydrologie des glissements-coulées. Finalement,

pour tenir compte du rôle significatif de l'infiltration préférentielle, une anisotropie de perméabilité a été introduite dans la modélisation hydro-mécanique de la coulée de Super-Sauze avec le code numérique Z Soil.

Dans le **cinquième chapitre**, des protocoles d'acquisition et des méthodologies de traitement de données de scanner laser terrestre et de photogrammétrie terrestre ont été développés pour caractériser la cinématique des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette.

D'un point de vue méthodologique, la corrélation d'images a permis de dériver le champ de déplacement de glissements-coulées à partir d'images aériennes orthorectifiées et d'images obliques terrestres. Une procédure d'orthorectification des déplacements obtenus par corrélation a été développée à partir de données LiDAR aériens. Une nouvelle méthodologie a également été développée en exploitant la totalité de l'information géométrique contenue dans les nuages de points acquis par scanner laser terrestre. Ces méthodologies ont permis d'obtenir des séries temporelles de cartes de déplacement des glissements-coulées.

D'un point de vue cinématique, les déplacements de surfaces sont spatialement et temporellement très hétérogènes sur l'ensemble des glissements-coulées de Super-Sauze et de La Valette avec une diminution nette des taux de déplacement d'amont en aval. L'analyse morpho-structurale des MNTs et des nuages de points acquis par scanner laser terrestre ont mis en évidence les prédispositions structurales de ces glissements-coulées. Ce travail a souligné le rôle important des failles régionales dans la rupture initiale et l'évolution à long terme de ces coulées. Toutefois, leur évolution régressive est très différente de part le type de matériau affecté (flysch peu cohésif à la Valette, marnes noires compactes et cohésives à Super-Sauze) et la configuration géométrique des discontinuités.

Pour le glissement-coulée de La Valette, la base de l'escarpement principale et la zone au niveau de la route du Serre sont soumises à une accumulation de contraintes pouvant conduire à un raidissement de la pente et à une accélération subite de la coulée ou à une rupture locale. En effet, si la masse accumulée ne peut se propager en aval, une concentration progressive des déformations vers la surface peut se produire avec le risque d'une forte augmentation de l'inclinaison de la pente topographique et, potentiellement le développement d'une surface superficielle de glissement ou le déclenchement de coulées boueuses. Le suivi de la cinématique du pied de la coulée indique que cette zone est pratiquement stabilisée.

A partir des séries de déplacement continues obtenues sur le site de Super-Sauze, un modèle conceptuel de fonctionnement fondé sur les variations des pressions interstitielles et le comportement visqueux du matériau a pu être établi. La cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze se caractérise par une variabilité interannuelle très importante. L'accélération exceptionnelle du printemps 2008 a été due à une augmentation des pressions interstitielles de 15 kPa suites à des cumuls de pluie importants combinés à une fonte rapide du manteau neigeux. En période de drainage de la nappe durant l'été, les vitesses diminuent très rapidement et atteignent quelques centimètres par jour. L'amplitude des déplacements dépend à la fois de la vitesse de la recharge de l'aquifère et de la durée de la période de nappe haute. L'observation de déplacements continus après la phase d'accélération alors que les pressions interstitielles restent constantes ou diminuent met en évidence un comportement viscoplastique de la coulée. Finalement, l'hydrologie et l'écoulement de la coulée sont fortement influencés par la géométrie complexe du substratum.

Pour analyser l'influence des pressions interstitielles, de la nature viscoplastique des matériaux et de la géométrie du substratum sur l'évolution à court et à long terme de la coulée de Super-Sauze, une stratégie de modélisation numérique a été développée **dans le sixième chapitre** sur la base des codes de calcul numériques Z Soil et SlowMov.

La modélisation 2D avec Z Soil a permis de valider le modèle hydrologique conceptuel proposé par de Montety et al. (2007) et a démontré l'influence majeure des pressions interstitielles dans l'accélération aux printemps du glissement-coulée de Super-Sauze. Le modèle a également permis de compléter les séries de déplacements obtenues par la corrélation des images terrestres. Les déplacements liés aux pics de pressions interstitielles sont toutefois surestimés dans les phases d'accélération alors que pendant la période calme ils sont sous-estimés à cause de la composante visqueuse non prise en compte dans la modélisation. Une modélisation hydro-mécanique 3D est fortement recommandée dans le futur en définissant des conditions aux limites tenant compte de la géométrie 3D de la vallée torrentiel et le rôle drainant des torrents en bordure de la coulée.

La modélisation avec SlowMov a démontré que le comportement visco-plastique de la coulée peut être bien représenté par un modèle de type Bingham non linéaire. Les résultats préliminaires ont permis de mettre en évidence la forte influence de la viscosité apparente dans le comportement de la coulée. Toutefois, l'influence des pressions interstitielles est fortement sous-estimée et mérite une attention particulière dans le développement futur du code. Une dépendance de la viscosité à la fois spatial et temporelle en fonction des pressions interstitielles apparaît également nécessaire pour représenter de manière réaliste le comportement de la coulée.

Les deux approches de modélisation Z Soil et SlowMov suggèrent une modification des propriétés de la surface de glissement et de la zone de cisaillement dans la partie aval de la coulée. Cela est vraisemblablement dû aux conditions aux limites hydrologiques définies par les torrents en bordure de la coulée. Les deux approches s'avèrent complémentaires. Z Soil est bien adapté pour identifier des seuils de modifications de régimes hydrologiques responsables de l'accélération de glissements-coulée sur le court terme. A l'inverse, de part son schéma d'intégration explicite en temps, SlowMov est mieux adapté à modéliser de grands déplacements et déformations sur le long terme.

Au terme de ce travail, l'amélioration des capacités des modèles pour tenir compte de processus de plus en plus complexe s'avèrerait peu utile sans le développement en parallèle de techniques de mesures *in-situ* (techniques géophysiques, géotechniques et hydrologiques). Ce travail a en effet démontré les capacités et les limites des techniques d'imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées. Ces techniques apparaissent donc très prometteuses et les données acquises constituent une base de données fiable pour le calage et la validation des modèles numériques. Toutefois, une telle base de données a besoin d'être structurée de façon à optimiser la mise à jour des modèles conceptuels (géométrique, hydrologique, cinématique, mécanique). Cet aspect est particulièrement important pour des sites comme Super-Sauze et La Valette où de nouvelles données sont régulièrement acquises. Par exemple, le développement d'un couplage "système d'information géographique - géomodelleur 3D" faciliterait la mise à jour rapide des modèles géométriques au fur et à mesure de nouvelles acquisitions. En parallèle, le développement et le maintien d'un réseau d'observation multi-paramètres et multi-résolutions sur le terrain est crucial. Ces développements doivent principalement se focaliser sur les techniques d'acquisition 3D peu coûteuses et rapidement opérationnelles sur le terrain étant donné la forte hétérogénéité spatiale et temporelle des glissements de terrain.

Plusieurs projets de recherches actuellement en cours (thèses de doctorat, recherches post-doctorales) permettront d'enrichir la base de données en améliorant, entre autre, les méthodologies développées dans ce travail de recherche. Le suivi de la cinématique sera également poursuivi sur la base des protocoles d'acquisitions et de traitement établis pendant ce travail. Ces études permettront finalement de développer et d'adapter de nouvelles techniques, tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle du versant, à la fois pour une meilleure connaissance des mécanismes de propagation de ces coulées, et pour la quantification de l'aléa gravitaire.

Ainsi, les modèles géométriques 3D créées dans le cadre de ce travail sont et seront en particulier utilisés :

- pour l'analyse hydrologique du glissement-coulée de Super-Sauze par le développement d'un modèle hydrologique à double porosité (matrice, fissure) dans le cadre du travail de thèse de Mlle. Dominika Krzeminska (Delft University of Technology, Pays-Bas) ;
- pour contraindre les interprétations d'écoute sismique en surface (localisation et caractérisation des signaux) dans le cadre des travaux de thèse de Mlle. Alice Tonnellier (IPGS, Strasbourg) et de Mr. Marco Walter (Institut of Geophysics, University of Stuttgart, Allemagne) à Super-Sauze, et d'écoute sismique en forage dans le cadre des recherches menées par Severine Bernardie à La Valette (BRGM, Orléans) ;

Les méthodes et protocoles de suivi de la cinématique des glissements-coulées continueront à être développées :

- par Mr. André Stumpf (LIVE & IPGS, Strasbourg), dans le cadre de ses travaux de thèse sur la stéréo-restitution et la corrélation 3D d'images optiques (acquises par plusieurs nouveaux appareils photographiques installés à Super-Sauze en mai 2011) et la mise en place d'une procédure de cartographie automatique des champs de fissures observés ;

- par Mr. Uwe Niethhammer dans le cadre de ses travaux de thèse sur la stéréo-restitution d'imagerie aérienne très haute-résolution acquise par drone hélicopté ;
- par Mlle Romy Schlögel (IPGS, Strasbourg) dans le cadre de ses travaux de thèse sur l'intégration de données d'imagerie optique, LiDAR et Radar, terrestre, aéroportée et satellite pour la caractérisation multi-échelle des champs de déplacement.

Les méthodes d'inversion temporelle des observations de résistivité électrique seront étendues dans le cadre des travaux de thèse de Mr. Julien Gance (IPGS & BRGM, Strasbourg & Orléans), en particulier par l'analyse de données de résistivité acquises en continu sur un profil de 120 m dans la partie active du glissement de Super-Sauze.

Ces démarches pluridisciplinaires apporteront des informations supplémentaires à la compréhension des mécanismes des glissements-coulées, et plus généralement des glissements de terrain.

Références bibliographiques

- Abellan, A., Vilaplana, J. M., Martinez, J. 2006. Application of a long-range terrestrial scanner laser to a detailed rockfall study at Vall de Nuria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology* 88, 136–148.
- Abellan A, Jaboyedoff M, Oppikofer T, Vilaplana, J.M. 2009. Detection of millimetric deformation using a terrestrial scanner laser: experiment and application to rockfall event. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:365–372. doi:10.5194/nhess-9-365-2009.
- Abdel-Aziz, Y. I., Karara, H. M. 1971. Direct linear transformation into object space coordinates in close-range photogrammetry. *Proceeding Symposium on Close-Range Photogrammetry*, Urbana, Illinois, 1-18.
- Angeli, M.G., Gasparetto, P., Menotti, R.M., Pasuto, A., Silvano, S., 1996. A visco-plastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 29, 233–240.
- Apel, M., 2006. From 3D geomodelling systems towards 3D geoscience information systems: data model, query functionality and data management. *Computer & Geosciences* 32, 222–229.
- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transaction of American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers* 146, 54–62.
- Arnaud, M., Emery, X., 2000. In: Hermès (eds), *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. 216 p.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Bauer, A. 2009. LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards Earth System Sciences* 9, 1087-1094.
- Barker, R., Moore, J. 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge* 17, 1454 – 1458.
- Bastard, M. 2009. Caractérisation de la cinématique de glissement de terrain par technique de corrélation d'image optique. *Travail de Master*. University of Strasbourg (EOST). Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France.
- Bauer, A., Paar G., Kaufmann, V. 2003. Terrestrial scanner laser for rock glacier monitoring, In: *Proceedings of the 8th International Permafrost Conference*, Phillips M., Springman S. M., Arenson L. U. (eds), Zurich, Balkema 1, 55–60, 2003.
- Baum, R.L., Savage, W.Z., Wasowski, J. 2003. Mechanics of earthflows. In: Picarelli, L., (eds). *Proceedings of the International Workshop on "the Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills"*. Sorrento, Italy, 185-190. disponible: <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/articoli/SAVAGE.pdf>.
- Bell, F. G. 2009. *Engineering Geology*. Second Edition. Elsevier, Oxford. 581 p.
- Beguiria, S., van Asch, T.W.J., Malet, J.P., Gröndhal, S. 2009. A Gis-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1897-1909.
- Bergevin, R., Soucy, M., Gagnon, H., Laurendeau, D. 1996. Towards a General Multi-View Registration Technique. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 18(5), 540-547.
- Besl, P.J., McKay, N.D. 1992. A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 14(2), 239–256.
- Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Burns, R. 2004. Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides* 1 (1), 29-40.
- Binley, A., Henry-Poulter, S., Shaw, B. 1996. Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography, *Water Resources Research* 32, 763–769.
- Binley, A., Cassiani, G., Diana, R. 2010. Hydrogeophysics: opportunities and challenges. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51(4), 267-284.
- Biot, M.A. 1956. General solutions of the equations of elasticity and consolidation for a porous media. *Journal of Applied Mechanics*, 19, 91-96.
- Bitelli G., Dubbini M., Zanutta, A. 2004. Terrestrial scanner laser and digital photogrammetry techniques to monitor landslides bodies, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35, 246–251.

- Bogaard, T., Guglielmi, Y., Marc, V., Emblanch, C., Bertrand, C., Mudry, J. 2007. Hydrogeochemistry in landslide research: a review. *Bulletin de la Société géologique de France* 178(2), 113-126.
- Bonnard, Ch., Forlati, F. Scavia, C. 2004. Identification and Mitigation of Large Landslide Risks in Europe. *Advances in Risk Assessment*. Balkema. 317 pp.
- Bromhead, E.N., 1992. *The Stability of Slopes*. 2nd Edition. Chapman and Hall, London, 304 pp.
- Brunner, F., Macheiner, K., Woschitz, H. 2007. Monitoring of deep-seated mass movements. *Proceedings of the 3rd International Conference on Structural Health Monitoring of Intelligent Infra-structure*, Vancouver, Canada.
- Brunsdén, D., Ibsen, M.-L. 1996. Mudslide. In: Dikau, R., Brunsdén, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (eds). *Landslide recognition: identification, movement and causes*. Wiley, Chichester 103-119.
- Buckley, S. J., Howell, J. A., Enge, H. D., Kurz, T. H. 2008. Terrestrial scanner laser in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society* 165(3), 625–638.
- Burrough, P. A., McDonell, R.A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford University Press, New York.
- Cardenal, J., Mata, E., Perez-Garcia, J.L., Delgado, J., Andez, M.A., Gonzalez, A., Diaz-de-Teran, J.R. 2008. Close Range Digital Photogrammetry Techniques applied to Landslide Monitoring. *International Archives of the Photogrammetry, Remote sensing and Spatial Information Sciences*. Vol XXXVII. Part B8.
- Caris, J.P.T., van Asch, TH.W.J. 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology* 31, 249-276.
- Casagli, N., Farina, P., Leva, D., Tarchi, D. 2004. Application of ground-based radar interferometry to monitor an active rock slide and implications on the emergency management. In: E. Kluwer (Eds.), *The NATO Advanced Research Workshop*, Celano, Italy.
- Casson, B., Baratoux, D., Delacourt, D., & Allemand, P. 2003. “La Clapière” landslide motion observed from aerial differential high resolution DEM. *Engineering. Geology* 68, 123-139.
- Casson, B. 2004. Apports de l’imagerie optique haute résolution pour l’étude 3D des glissements de terrain. Thèse de Doctorat. Université Claude Bernard – Lyon 1, Lyon, France.
- Casson, B., Delacourt, C., Allemand, P. 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 425-437.
- Caumon, G., 2009. Vers une intégration des incertitudes et des processus en géologie numérique. HDR, INPL Nancy, France, 97pp.
- Caumon, G., 2010. Towards stochastic time-varying geological modeling. *Mathematical Geosciences* 42, 555–569.
- Chambers J. E., Wilkinson, P. B., Kuras, O., Ford, J. R., Gunn, D. A., Meldrum, P. I., Pennington, C. V. L., Weller, A. L., Hobbs, P. R. N., Ogilvy, R. D. 2011. Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology* 125, 472-484.
- Chambon, G. 2003. Caractérisation expérimentale du frottement effectif des zones de faille. Thèse de Doctorat. Université Paris XI Orsay, ENPC.
- Chanie, A., 2001. Manuel Utilisateur Medicis, CNES, Toulouse, 47 p.
- Chowdhury, R. N. 1998. Hazard and risk assessment with particular reference to landslide. In Chowdhury, R. N., Sivakumar, M. (eds.): *Workshop on Landslide Hazard Assessment – Progressing from Qualitative to Quantitative Approach*, Wollongong, Australia, 951-962.
- Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Ribolzi, O., Legchenko, A. 2009. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT. Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience*. DOI: 10.1016/j.crte.2009. 07.005.
- Chevalier, L., Calloch, S., Hild, F., Marco, Y. 2001. Digital image correlation used to analyze the multiaxial behaviour of rubber-like materials. *European Journal of Mechanics* 20 :168–187.
- Colas, G. 1990. Département des Alpes de The Provence commune de Barcelonnette. Glissement de la Valette. Rapport interne. Dossier N° 41.3089.41. Service ONF/RTM. Digne.
- Colas, G., Locat, J. 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes-de-Haute-Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées* 187, 19–28.

- Comegna, L., Picarelli, L., Urciuoli, G. 2007. The mechanics of mudslides as a cyclic undrained-drained process. *Landslides* 4(3), 217-232.
- Commend, S., Geiser, F., Tacher, L. 2006. 3D numerical modelling of a landslide in Switzerland. In: Zimmermann, Th., Truty, A. (eds). *Numerics in geotechnics and structures*. Elmpress International, Lausanne.
- Corripio, J.G. 2004. Snow surface albedo estimations using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing* 25(24), 5705-5729.
- Corsini, A., Farina P., Antonello G., Barbieri M., Casagli N., Coren F., Guerri L., Ronchetti F., Sterzai P., Tarchi D. 2006. Space-borne and ground-based SAR interferometry as tools for landslide hazard management in civil protection. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 2351 - 2369.
- Cornforth, D.H., 2005. *Landslides in Practice: investigation, analysis and remedial/preventative options in soils*. Wiley, USA.
- Corominas, J. 1995. Evidence of basal erosion and shearing as mechanisms contributing the development of lateral ridges in mudslides, flowslides, and other flow-like gravitational movements. *Engineering Geology* 39, 45-70.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Rius, J., Gili, J.A., Lloret, A. 1999. Monitoring of the Vallcebre landslide, Eastern Pyrenees, Spain. In: *Proceedings International Symposium on Slope Stability Engineering*. Matsuyama, Japan 2, 1239–1244.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., Gili, J.A. 2005. Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain). *Landslides* 2, 83-96.
- Crosta, G., Jadoul, F., Sterlacchini, S., Zanchi, A. 1999. Activation of Deep Seated Slope Gravitational Deformations in complex tectonic settings: the Corno Zuccone sackung, Val Taleggio (Italy). *Studi Geografici e Geologici in onore di Severino Belloni*, a cura di G. Orombelli, 303-323.
- Dahlin, T., Zhou, B.** 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52 (5), 379–398.
- Daily, W., Ramirez, A., Labrecque, D., Nitro, J. 1992. Electrical Resistivity Tomography of vadose water movement. *Water Resources Research* 28 (5), 1429–1442.
- Debella-Gilo M., Kääb, A. 2010. Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment* 1, 130-142.
- Debieche, T.-H. Bogaard, T.A., Marc, V., Emblanch, C., Krzeminska, D. M., Malet, J.-P. 2011. Hydrological and hydrochemical processes observed during a large-scale infiltration experiment at the Super-Sauze mudslide (France). *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.7843.
- De Groot-Hedlin, C. Constable, S.C. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics* 55. 1613-1624.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon H. 2004. Velocity field of the “La Clapiere” landslide measured by the correlation of aerial and Quick-Bird satellite images. *Geophysical. Research Letters* 31, 1-5.
- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., Varel, E. 2007. Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de Société Géologique*, 178, 89-100.
- De Montety, V., Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O., Bogaard, T.A. 2007. Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 32–48.
- Dubois D., Prade H., 1980. *Fuzzy sets and systems*. Academic press.
- Duffy, G.P., Hughes-Clarke, J.E., Parrott, R., 2004, *Monitoring change between time-lapsed multibeam surveys using spatial cross-correlation*, 32nd International Geological Congress: Florence, Italy.
- Duffy, G. P., Hughes-Clarke, J. E., 2005. Application of spatial cross correlation to detection of migration of submarine sand dunes. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-11.
- Edwards L.S., 1977.** A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics* 42 (5), 1020-1036.
- Evin, M. 1987. *Dynamique, répartition, âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 308 p.

- Evin, M. 1990. Le glissement de la Valette (Barcelonnette). Bulletin de l'association géographique de France, Paris.
- Evin, M. 1992. Glissement de la Valette. Prospection sismique en partie basse. Compte rendu de visite. Document interne des services ONF/RTM. Division Blanche-Ubaye, Barcelonnette, France, 36 p.
- Fallourd, R., Vernier, F., Friedt J.-M., Martin, G., Trouvé, E., Moreau, L., Nicolas, J.-M., 2010. Monitoring temperate glacier with high resolution automated digital cameras – Application to the Argentière Glacier. In: Paparoditis N., Pierrot-Deseilligny M., Mallet C., Tournaire O. (eds.), IAPRS, Vol. XXXVIII, Part 3B, Saint-Mandé, France, 1-23.
- Ferrari, A., Laloui, L., Bonnard, Ch. 2009. Hydro-Mechanical Modelling of a Natural Slope Affected by Multiple Slip Surface Failure Mechanism. International Journal for Computational Methods in Engineering Science & Mechanics 52(3), 217-235.
- Ferrari, A., Ledesma, A., Gonzalez, A., Corominas, J. 2011. Effects of the foot evolution on the behavior of slow moving landslides. Engineering Geology 117, 217-228.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O., Martin, B., Weber, D. 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). Geomorphology 30, 65–78.
- Flageollet, J.C., Malet, J.-P., Maquaire, O. 2000. The 3-D Structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behavior; Physics and Chemistry of the Earth, Part B 25(9), 785-791.
- Fookes, P.G. 1997. Geology for engineers: the geological model, prediction and performance. Quarterly Journal of Engineering Geology 30, 293–424.
- Foppe, K., Barth, W., Preis, S. 2006. Autonomous Permanent Automatic Monitoring System with Robot-Tacheometers. Proceedings of the XXIII International FIG Congress, Munich, Germany.
- François, B., Bonnard, Ch., Laloui, L., Triguero. 2006. Numerical modelling of the hydro-mechanical behavior of a large slope movement: The Triesenberg landslide. In: Zimmermann, Th., Truty, A. (eds). Numerics in geotechnics and structures. Elmpress International, Lausanne, Suisse.
- French, H, Binley, A. 2004. Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity. Journal of Hydrology 297, 174–186.
- Fressard M, Maquaire O, Malet J-P, Klotz S, Grandjean G. 2009. Morpho-structure and triggering conditions of the Laval landslide developed in clay-shales, Draix catchment (South French Alps). In Proceedings of the International Conference 'Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling', Malet J-P, Remaître A, Bogaard T.A. (eds). CERIG Editions: Strasbourg; 107-110.
- Fukue, M., Minato, T., Horibe, H., Taya, N. 1999. The microstructure of clay given by resistivity measurements. Engineering Geology 54, 43–53.
- Gallerini, G., De Donatis, M. 2009. 3D modeling using geognostic data: The case of the low valley of Foglia river (Italy). Computer & Geosciences 35, 146-164.
- Garel, E., Marc, V., Ruy, S., Cognard-Plancq, A.-L., Emblanch, C., Klotz, S. (soumis). Traçage artificiel sous pluie simulée pour étudier les processus d'infiltration dans un glissement de terrain marneux. Hydrological processes.
- Genet, J., Malet, J.-P., 1997. Détermination de la structure tridimensionnelle du glissement de terrain de Super-Sauze par une investigation géotechnique, Master Thesis, University Louis Pasteur, Strasbourg, France, 138 p.
- Grandjean, G., Sage, S. 2004. JaTS: a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. Computer & Geosciences 30, 925-935.
- Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Méric, O., Malet, J.-P. 2006a. Characterization of the internal structure and the hydric state of clayey-marly landslides through geophysical tomography: example of the Super-Sauze earthflow (French South Alps). Comptes Rendus Geoscience 338, 587–595.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O. 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. Bulletin de la Société Géologique de France 178 (2), 127-136.
- Grandjean, G., Hibert, C., Bitri, A., Travellotti, J., Malet, J.-P. 2009. Geophysical data fusion applied to the characterization of the La Valette landslide. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Bogaard, T.A. (eds), Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CERIG Editions, 119-124.

- Grayson, R. B., Blöschl, G. 2000. Spatial modelling of catchment dynamic. In: Spatial patterns in catchment hydrology: observation and modeling. Grayson, R., Blöschl, G. (eds), Cambridge University Press, UK, 51-81.
- Giussani, A., Scaioni, M., 2004. Application of TLS to support landslides study: survey planning, operational issues and data processing. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 36 (Part 8/W2), 318–323.
- Glover, P.W.J., Hole, M.J., Pous, J. 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 369-383.
- Giusti, G., Iaccarino, G., Pellegrino, A., Picarelli, L., Russo, C., Urciuoli, G. 1996. Kinematic features of mudslides in southern Apennines. In: K. Senneset, A.A. Balkema (eds), *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Rotterdam, The Netherlands 1, 457–462.
- Haneberg, W.C. 2000. Deterministic and probabilistic approaches to geologic hazard assessment. *Environmental and Engineering Geoscience*, 6(3), 209-226.
- Hanssen, R. F. 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers. 328 p.
- Heikkilä, J., Silven, O. 1997. A four-step camera calage procedure with implicit image correction. *IEEE Computer Society*, 1106-1112.
- Hermann, R.B. 1987. *Computer programs in seismology*. Saint-Louis University, Saint-Louis, MO, 698 USA, 317p.
- Herrmann, D. 1997. Recherches des caractéristiques physiques et géotechniques des 'Terres Noires' du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence). *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 127 p.
- Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., Malet, J.-P. 2011. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide. *Engineering Geology*. doi:10.1016/j.enggeo.2011.05.001
- Hild, F., Périé, J.-N. Coret, M. 1999. Mesures de champs de déplacement 2D par corrélation d'images numériques : Correli2D. Internal Report 230, LMT-Cachan.
- Hungr, O., 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal* 32 (4), 610–623.
- Hutchinson, J. N. 1983. Methods of locating slip surfaces in landslides, *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* 20, 235 – 252.
- Hutchinson, J.N. 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: Bonnard, C. (eds). *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Balkema, Rotterdam, 3-31.
- InnovMetric, 2010. PolyWorks User's Manual - 3-D scanner and 3-D digitizer software from InnovMetric Software Inc., <http://www.innovmetric.com/>
- Iverson, R., M., Major, J.J., 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resources Research* 22, 1543-1548.
- Iverson, R. M., Reid, M.E. 1992. Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential. Elastic effective-stress model. *Water Resources Research* 28, 925-938.
- Iverson, R. M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, 36, 7, 1897–1910.
- Jensen, R., J, 2000. *Remote Sensing of the Environment - An Earth Resource Perspective*. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, Upper Saddle River (New-Jersey), 544 p.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J., Locat, P. 2004. New insight of geomorphology and landslide prone area detection using DEM. In: Lacerda WA, Ehrlich M, Fontoura AB, Sayo A (eds), *Landslides evaluation and stabilization*, Balkema, Rotterdam, 199–205.
- Jaboyedoff M, Couture R, Locat P 2009 Structural analysis of Turtle Mountain(Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology* 103, 6–16.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellan, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., Pedrazzini, A. 2010. Use of LiDAR in landslide investigations : a review. *Natural Hazards*. doi 10.1007/s11069-010-9634-2.

- Joinville, O., Ferrand, B., Roux, M. 2002. Levé laser aéroporté: état de l'art, évaluation, traitement des données et comparaison avec des systèmes imageurs. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie* 166, 72-81.
- Jones, R.R., McCaffrey, K.J.W., Clegg, P., Wilson, R.W., Holliman, N.S., Holdsworth, R.E., Imber, J., Waggott, S., 2009. Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualization of multi-scale geological models. *Computer & Geosciences* 35, 4-18.
- Jongmans, D., Garambois, S. 2007. Geophysical investigation of landslides: A review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 101-112.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N., Orengo, Y. 2009. Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology* 109, 45-56.
- Kalenchuk, K.S., Hutchinson, D. J., Diederichs, M. S. 2009. Application of spatial prediction techniques to defining three-dimensional shear surface geometry. *Landslide* 6, 321 – 333.
- Karssenbergh, D., Burrough, P. A., Sluiter, R., de Jong, K. 2001. The PCRaster Software and Course Materials for Teaching Numerical Modelling in the Environmental Sciences, *Transactions in GIS* 5(2), 99-110.
- Kaufmann O., Martin T. 2008. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computer and Geosciences* 34, 278-290.
- Kraus, K. & Waldhäusl, P. 1994. *Photogrammetry, Fundamentals and Standard processes*. Vol 1. Hermès (eds), Paris.
- Keefer, D.K., Johnson, A.M. 1983. Earthflows-Morphology, mobilization and movement. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1264, 47 p.
- Krzeminska, D. M., Steele-Dunne, S. C. Bogaard, T. A., Rutten, M. M., Sailhac, P., Geraud, Y. 2011. High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide. Hydrological processes. DOI: 10.1002/hyp.7980.
- LaBrecque, D., Ward, S.H. 1990. Two-dimensional cross-borehole resistivity model fitting. In: *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Ward SH (eds). Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, OK, 51-74.
- Laloui, L., Geiser, F., Vulliet, L., Li, X.L., Bolle, A., Charlier, R., 1997. Characterization of the mechanical behavior of an unsaturated sandy silt: XIV ICSMFE, Hambourg, Balkema 1, 347-350.
- Laloui, L., Nuth, L. 2005. An introduction to the constitutive modeling of unsaturated soils. *European Journal of Civil Engineering* 9(5-6), 651-670.
- Laloui, L. 2006. *Mechanics of Porous Media*. Course notes – Doctoral programme of Mechanics – EPFL. 122 p.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H., Bedoui S. El. 2005. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide. *Terra Nova* 17, 399-406.
- Ledesma, A., Olivella, S. 2002. Creep of slopes controlled by rainfall: coupling viscoplasticity and unsaturated soil behaviour. *Proceeding of the 1st International Workshop on New Frontier in Computational Geotechnics. IWS-Calgary*. In Yashima, Zhang, Wang (eds). Gifu University, Japan, 91-98.
- Ledesma, A., Corominas, J., Gonzáles, D.A., Ferrari, A. 2009. Modelling slow moving landslides controlled by rainfall. In *Rainfall-Induced Landslides*, Picarelli L, Tommasi P, Urciuoli G, Versace P (eds), *The first Italian Workshop on Landslides: Napoli*, 196-205.
- Légier, A. 1977. *Mouvement de terrain et evolution récente du relief dans la region de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence)*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 163 p.
- Lelièvre, P., Oldenburg, D., Williams, N. 2008. Constraining geophysical inversions with geologic information. *SEG technical program expanded abstracts* 27(1), 1223-1227.
- Le Mignon, G. 2004. *Analyse de scenarios de mouvements de versant de type glissements-coulées. Application à la région de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-provence, France)*. PhD Thesis. Ecole nationale des Ponts et Chaussées. Paris.
- Le Mignon, G., Cojean, R., 2002. Rôle de l'eau dans la mobilisation de glissements-coulées (Barcelonnette, France). In : Rybar, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds), *Landslides, Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Pragues, Czech Republik*, Swets & Zeitlinger, Lisse, 239-244.

- Le Prince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., Avouac, J.-P. 2008. Monitoring Earth Surface Dynamics With Optical Imagery. *Eos* 89, 1-5.
- Leroy, S. A. G., 2006. From natural Hazard to environmental catastrophe: Past and present. *Quaternary International* 158, 4-12.
- Lichti, D. D., Gordon, S.J., Stewart, M.P. 2002. Ground-based Scanner laser scanners: Operation, Systems and Applications. *Geomatica*, 56(1), 21-33.
- Lichti, D. D. & Jamtsho, S. 2006. Angular resolution of terrestrial scanner laser scanner. *The Photogrammetric Record* 21(114), 141-160.
- Loke, M.H., Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M.H., 2000. Topographic Modelling in Electrical Imaging Inversion. EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland.
- Loke, M.H. 2006. RES2DINV ver. 3.55, Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Software Manual. 139 p.
- Luzi, G. 2010. Ground based SAR Interferometry: a Novel Tool for Geoscience. In: Pasquale Imperatore and Daniele Riccio (eds), *Geoscience and Remote Sensing, New Achievement*. InTech. 508 p.
- Maas**, H.-G., Schwalbe, E., Dietrich, R., Bässler, M., Ewert, H. 2008. Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West- Greenland by terrestrial image sequence analysis. *IAPRS, XXXVII, Part B8* Beijing, China, 1419-1424.
- Magnan, J.-P., Mestat, P. 1992. Utilisation des éléments finis dans les projets de géotechniques. *Annales de l'ITBTP* 509, Série Sols et Fondation 216, 81-108.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Klotz, S. 2000. The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France): triggering mechanisms and behavior. In Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M.-L. (eds), *Landslides in Research, Theory and Practice*. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, Wales, T. Telford, London, 999-1006.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E. 2002. The use of global positioning system for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43, 33-54.
- Malet, J.-P., Auzet, A.V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Truchet, E. 2003. Soil surface characteristics influence on infiltration in Black Marls: Application to the Super-Sauze Earthflow (Southern Alps, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 547-564.
- Malet, J.-P., 2003. Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydromécanique. PhD Thesis in Earth Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364 p.
- Malet, J.-P., van Asch, Th. W. J., van Beek, R., Maquaire, O. 2005. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 71-85.
- Malet J.-P., Maquaire, O., van Asch, Th. W. J., Bogaard, T.A. 2009. The Super-Sauze mudslide: kinematics, hydrology and mechanisms. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (eds), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, 203-208.
- Mangeney A, Bouchut F, Thomas N, Vilotte JP, Bristeau MO. 2007. Numerical modeling of self-channeling granular flows and of their levee-channel deposits. *J. Geophys. Res.* 112, F02017, DOI:10.1029/2006JF000469,
- Maquaire, O., Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., Descloîtres, M., Dietrich, M., Guérin, R., Schott, J.-J. 2001. Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovo-Oxfordien (Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, 15-32.
- Maquaire, O., Malet, J.-P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S., Guillon, J. 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng ? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology* 70(1-2), 109-130.
- Mallet, J.L. 1997. Discrete modeling for natural objects. *Mathematical geology*, 29(2), 199-219.
- Mari, J.-L., Arens, G., Chapellier, D., Gaudiani, P. 1998. *Géophysique de gisement et de génie civil*. Publications de l'institut français du pétrole. Edition Technip. Paris. 471 p.

- Marescot, L., Monnet, R., Chapellier, D. 2008. Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology* 98, 18–28.
- Marescot, L. 2008. Imagerie Electrique pour Géologues : acquisition, traitement, interprétation. Notes de cours. Institut de Géophysique. Université de Lausanne, Suisse.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P. 2004. Integrated 3D geophysical and geological modeling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117–128.
- Mathys, N., Brochot, S., and M., M. 1996. L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute-Provence). *Revue de Géographie Alpine* 1984(2), 17-27.
- Mathys N, Richard D, Grésillon J.-M. 2003. Non-linearity in erosion response of a small mountainous and marly basin: the Laval in the Draix experimental catchments, South East, France. In *Int. Conf. Hydrology of the Mediterranean and semi-arid regions*, Montpellier, France. CD-rom.
- McCarter, W.J. 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Geotechnique* 34, 263–267.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Gueguen, P., Jongmans, D. 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 137-148.
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., Tabbagh, A. 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research* 39, 1138.
- Miller, F.P., Vandome, A.F., McBrewster, J. 2010. *Méthode des differences finies*. Iphascript publishing, 68 p.
- Meissl, A., Naterop, D. 1995. Automatic Measuring System for Permanent Monitoring. *Solexperts GeoMonitor. Proceedings of Field Measurements in Geomechanics 4th International Symposium, Bergamo, Italy*, 489-494.
- Mikhail, E., Bethel, J. S., McGlone, J. C. 2001. *Introduction to Modern Photogrammetry, Hardcover (eds)*, New-York.
- Monserat, O., Crosetto, M. 2008. Deformation measurement using terrestrial scanner laser data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 63, 142–154.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E. 1994. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resources Research* 30, 4, 1153–1171.
- Mura, R., Cambon, J., Combes, F., Meunier, M., and Oliver, J. 1988. La gestion du bassin versant experimental de Draix pour la mesure de l'érosion. In: *Proceedings of the Porto Alegre Symposium*, number 174 in IAHS Pubs.
- Niethammer, U., Rothmund, S., Joswig, M. 2009. UAV-based remote sensing of the slowmoving landslide Super-Sauze. In: Malet, J.-P., Rémaitre, A., Boogard, T. (eds), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling*. CERG Editions, Strasbourg, 69–74.
- Niethammer, U., Rothmund, S., James, M.R., Travelletti, J., Joswig, M. 2010. UAV-based remote sensing of landslides. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVIII., Newcastle-upon-Tyne, U.K.
- Niethammer U., James M.R., Rothmund S., Travelletti J., Joswig M. 2011. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology* DOI:10.1016/j.enggeo.2011.03.012
- Nuth M., Laloui L. 2008. Effective Stress Concept in Unsaturated Soils: Clarification and Validation of a Unified Framework. *International Journal of Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* 32, 771-801.
- Oldenburg, D.W. 1994. Practical strategies for the solution of large-scale electromagnetic inverse problem. *Radio Sci* 29. 1081-1099.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff M., Kreusen, H.-R. 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience* 8, 531-535.
- Oppikofer, T. 2009. Detection, analysis and monitoring of slope movements by high-resolution digital elevation models. Thèse de doctorat. Faculté des Géosciences et de l'Environnement, université de Lausanne, Suisse. 191 p.

- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L.H., Derron, M.H., Metzger, R. 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 1003–1019.
- Optech. 2010. ILRIS-3D Intelligent Laser Ranging and Imaging System. Tech. rept. Optech Inc.
- Oostwoud Wijdenes, D., Ergenzinger, P. 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France : An experimental eld study. *Catena* 33(3-4), 179-200.
- P**arker, R. L. 1994. Geophysical inverse theory. Princeton University Press, Princeton.
- Parriaux A., 2006. Cours de Géologie de l'Environnement, reconnaissance in situ. Geolep-Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse.
- Parriaux, 2009. Géologie. Base pour l'ingénieur. 2ème édition. Press Polytechnique et universitaires romandes, Lausanne, Suisse. 581 p.
- Petley, D. 2008. The global occurrence of fatal landslides in 2007. In: International Conference on Management of Landslide Hazard in the Asia Pacific Region. Japan Landslide Society, Tokyo, Japan, 590-600.
- Pesci A., Baldi B., Bedin A., Casula G., Cenni N., Fabris M., Loddo F., Mora P., Bacchetti M. (2004). Digital elevation models for landslide evolution monitoring: application on two areas located in the Reno River Valley (Italy). *Annals of Geophysics*, 47, 1339-1353.
- Phan, T.S.H., Antoine, A., 1994. Mineralogical and geotechnical characterization of the “Black Lands” of the South-East of France, having in view road applications. In : Coehlo, A. (eds), *Proceedings of the VIIth International Congress of the International Association of Engineering Geology*, Lisboa, Balkema, Rotterdam, 961-966.
- Picarelli, L. 1988. Modellazione e monitoraggio di una colata in formazioni strutturalmente complesse. In: Cascini, L. (eds). *Proceedings of the Convegno su Cartografia e Monitoraggio dei Movimenti Franosi*, Bologna, 119–130.
- Picarelli, L., Mandolini, A., Russo, C., 1999. Long-term movements of an earthflow in tectonised clay shales. In: Yagi, N., Yamagani, T., Jiang, J. C. (eds). *Slope Stability Engineering*. Copenhagen, Netherlands, Balkema, 157-162.
- Picarelli, L. 2001. Transition from slide to earthflow and the reverse. In : Sassa, K., Ppescu, M., Picarelli, L. (eds), *Proceedings of the Conference on Transition from Slide to Flow. Mechanisms and Remedial Measures*, Trabzon, Turkey, International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, 21-54.
- Picarelli, L., Urcioli, G., Russo, C. 2004. Effect of groundwater regime on the behaviour of clayey slopes. *Canadian Geotechnical Journal* 41, 467–484.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Ramondini, M., Comegna, L. 2005. Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. *Landslides* 2, 15-30.
- Plan, J. 1968. La Fenêtre de Barcelonnette. *Bulletin du service de la Carte Géologique de la France*, LXV-280, 126 p.
- Press, W. H., Flanery, B.P. Teukolsky, S.A. Vetterling, W.T. *Numerical Recipes in C, The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, New York, second edition, 1997.
- Prokop, A., Panholzer, H. 2009. Assessing the capability of terrestrial scanner laser for monitoring slow moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1921–1928.
- R**aclot, D. Puech, C., Mathys, N., Roux, B., Jacome, A., Asseline, J., and Bailly, J.-S. 2005. Photographies aériennes prises par drone et modèle numérique de terrain : apports pour l'observatoire sur l'érosion de Draix. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 7-20.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Ranalli, M., Gottardi, G., Medina-Cetina, Z., Nadim, F. 2010 Uncertainty quantification in the calage of a dynamic viscoplastic model of slow movements. *Landslides* 7, 31-41.
- Robinson, D.A., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F.D., Ferré, T.P.A., Grauch, V.J.S, Knight, R., Knoll, M., Lakshmi, V., Miller, R., Nyquist, J., Pellerin, L., Singha, K., Slater, L. 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes* 22, 3604–3635.
- Roquet, N., 2000. Résolution numérique d'écoulement de fluides à effet de seuil par elements finis mixtes et adaptation de maillage. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier, Grenoble, 221 p.

- Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A., Allison, R. J. 2005. Terrestrial scanner laser for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. 2005. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 38, 363–375.
- SAGE, 1997. Glissement de La Valette. Commune de Barcelonnette. Analyse de la surveillance de la partie supérieure du glissement. Rapport n° 1284 pour le service RTM Barcelonnette. Société Alpine de Géotechnique, Gière, France.
- Samyn, K., Travelletti, J., Grandjean, G., Malet J.-P., Bitri, A. (en préparation). Characterizing an unstable slope using a 3D seismic refraction traveltome tomography: application to the La Valette mudslide, Ubaye valley, French Alps. *Near Surface Geophysics*.
- Savage, W.Z., Smith, W.K. 1986. A model for the plastic flow of landslides. *US Geological Survey Professional Paper* 1385, 32 p.
- Savage, S. B., Hutter, K. 1989. The Motion of a Finite Mass of Granular Material Down a Rough Incline, *J. Fluid Mech.*, 199, 177– 215.
- Schmutz M., Albouy Y., Guerin R., Maquaire O., Vassal, J., Schott, J.-J., Descloitres, M. 2000. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics* 21, 371-390.
- Schmutz, M., Guérin, R., Andrieux, P., Maquaire, O. 2009. Determination of the 3D structure of an earthflow by geophysical methods. The case of Super Sauze, in the French southern Alps. *Journal of Applied Geophysics* 68, 500-507.
- Schuster, G.T., Quintus-Bosz, A. 1993 Wavepath eikonal traveltome inversion: theory. *Geophysics* 58, 1314-1337.
- Schwalbe, E., Maas, H.-G., Dietrich, R., Ewert, H. 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range scanner point clouds. *ISPRS - The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Beijing. Vol. XXXVII, Part B5
- Schwartz, B.F., Schreiber, E.M., Yan, T. 2008. Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *Journal of Hydrology* 362, 234– 246.
- Skaloud, J., Lichti, D. 2006. Rigorous approach to bore-sight self-calibration in airborne laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 61, 47-59.
- Skempton, A.W., Hutchinson, J.N. 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. In: *Proceedings of the 7th international conference on soil mechanics and foundation engineering*, Mexico City 4, 291-340.
- Smith, W. K. 1996. Photogrammetric determination of slope movements on the Slumgullion landslide. In: Varnes DJ, Savage WZ (eds). *The Slumgullion earthflow: a large-scale natural laboratory*. *US Geological Survey Bulletin* 2130, 57–60.
- Smith, I. 2006. *Smith's elements of soil mechanics*. 8th Edition. Blackwell Publishing, Malden, Massachusetts.
- Socco, V., Jongmans, D. 2004. Special issue on Seismic Surfaces Waves. *Near Surface Geophysics*, 2, 163-258
- Spakman, W., Nolet, G. 1988. Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. In: Vlaar, N.J., Nolet, G., Wortel, M.J.R., Cloetingh, S.A.P.L. (eds), *Reidel, Dordrecht*. 155-188.
- Spickermann A, Travelletti, J., van Asch, T.W.J., Malet J-P. soumis a. Development of a dynamic approach to model slow moving landslides in black marls. Soumis à *Earth Surface Processes and Landforms*
- Spickermann A, Malet J-P, van Asch TWJ, Schanz T. soumis b. Analysis of hydrological triggered landslides in clayey soils by small-scale experiments. Soumis à *Landslides*
- Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P. 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering Geology* 68, 53– 66.
- Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P. 2005. Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology* 79, 215– 229.
- Stokoe, K.H., Rathje, E.M., Wilson, C.R., Rosenblad, B.L., Menq F.-Y. 2004. Development of the NEES large-scale mobile shakers and associated instrumentation for in situ evaluation of nonlinear characteristics and liquefaction resistance of soils. *Proc. 13th World Conf. on Earth. Eng.*, Vancouver, Canada, Univ. Vancouver, 331-335.
- Sturzenegger, M., Stead, D. 2009. Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial scanner laser for discontinuity characterization on rock cuts. *Engineering Geology* 106 (3-4), 163–182.

- Tacher, L., Bonnard, C., Laloui, L., Parriaux, A. 2005. Modelling the behavior of a large landslide with respect to hydrological and geomechanical parameter heterogeneity. *Landslides* 2, 3-14.
- Tacher, L., Pomian-Szednicki, I., Parriaux, A. 2006. Geological uncertainties associated with 3-D subsurface models. *Computer & Geosciences* 32, 212-221.
- Tarantola, A. 1984. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics* 49(8), 1259–1266.
- Tarantola, A. 1987. *Inverse problem theory*. Elsevier, New-York.
- Tarantola, A. 2005. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM – 762 Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, U.S.A, 342 p.
- Telford, W. M., Geldart, R. E., Sheriff, R. E., Keys, D. A., 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge.
- Terzaghi, K. 1936. Stability of slopes in natural clays, *Proc. 1st Int. Conf. Soil Mechanics*, Harvard, 161–165.
- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R., Galgaro, A. 2008. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial scanner laser and strain field computation. *Geomorphology* 97, 424-437.
- Thomas, M. 2006. Potentiels et limitations de l'imagerie optique pour la caractérisation des instabilités gravitaires. *Travail de Master*. Université Européen de la Mer, Brest. 32 p.
- Toutin, T. 2004. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. *International Journal of Remote Sensing* 25(10), 1893-1924.
- Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J.-P., Jaboyedoff M. 2008. Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII. Part B5, 485-490.
- Travelletti J., Malet J.-P., Hibert C., Grandjean G. 2009. Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). In: Malet, J.-P., Rémaitre, A., Boogard, T. (eds), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERIG Editions, 203-208.
- Travelletti, J., Demand, J., Jaboyedoff, M., Marillier, F. 2010. Mass movement characterization using a reflection and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology* 116, 1–10.
- Travelletti, J., Delacourt, C., Toussaint, R., Allemand, P., Malet J.-P. Schmittbuhl, J., Bastard, M. 2010. Multi-temporal terrestrial photogrammetry for landslide monitoring. In: Malet, J.-P., Casagli, N., Glade, T. (eds), *Proceedings of the International Conference: Mountain Risk: Bringing Science to Society*, Firenze, Italy, CERIG Editions.
- Travelletti, J., Sailhac, P., Malet, J.-P., Grandjean, G., Ponton, J. 2011. Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse Electrical Resistivity Tomography. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.7983
- Travelletti J., Malet J.-P. 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *Engineering Geology* DOI: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003
- Travelletti, J., Malet J.-P., Kevin, S., Grandjean, G., Jaboyedoff, M. (soumis a). Control of landslide retrogression by discontinuities: evidences by the integration of airborne- and ground-based geophysical information. *Soumis à Landslides*
- Travelletti, J., Delacourt, C., Toussaint, R., Allemand, P., Malet, J.-P. Schmittbuhl, J., Bastard, M. (soumis b). Multi-temporal ground-based photography for landslide monitoring : potential and limitation. *Soumis à International Society of Photogrammetry and Remote Sensing*
- Travelletti J., Delacourt C., Malet J.-P. (soumis c). Characterization of landslide kinematics from terrestrial laser scanning using 2D cross-correlation technique. *Soumis à Geomorphology*
- Truty, A., Podles, K., Zimmermann, Th. 2010. *Numerics in Geotechnics & Structured 2010. An Introduction to ZSoil.PC 2D & 3D*. Courses Notes. <http://www.zace.com>
- Turner, A.K., Schuster, R.L. 1996. *Landslides-investigations and mitigation*: Washington D.C., National Academy of Sciences, Transportation Research. Board Special Report 247.
- Van Asch, Th.W.J., Van Genuchten, P.M.B., 1990. A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides. *Geomorphology* 3, 45–55.

- Van Asch, Th. W.J., Buma, J.T. 1997. Modelling groundwater fluctuations and the frequency of movement of a landslide in the Terres Noires of Barcelonnette (France). *Earth Surface and Processes and Landforms* 22, 131–141.
- Van Asch, T.W.J. 2001. The modeling of hysteresis effect in the velocity pattern of slow moving landslide in the Terres-Noires region of Barcelonnette (France). *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 131-141.
- Van Asch, Th. W. J., Malet, J.-P., van Beek, L. P. H. 2006. Influence of landslide geometry and kinematics deformation to describe the liquefaction of landslides: some theoretical considerations. *Engineering Geology*, 88, 59-69.
- Van Asch, T.W.J., Malet, J.-P., van Beek, L.P.H., Amitrano, D. 2007a. Techniques, issues and advances in numerical modelling of landslide hazard. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178(2), 65-88.
- Van Asch, T.W.J., van Beek, L.P.H., Bogaard, T.A. 2007b. Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology* 91, 46-55.
- Van Beek, L.P.H., Van Asch, T.W.J. 1996. A combined conceptual model for the effects of fissure induced infiltration on slope stability. In: Hertgarten, S., Neugebauer, H.J. (eds). *Process modeling and landform evolution*. Springer, Heidelberg, 147-167.
- Van Deursen, W. 1995. GIS and dynamic models. PhD thesis, University of Utrecht, Utrecht, 226 p.
- Van Genuchten, M. T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movements. Types and Processes. In: Schuster, R.L., Krizek, R.E.J. (eds). *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board – National Research Council, Special Report 176, National Academy Press, New-York, 1-13.
- Vietmeier, J., Wagner, W., Dikau, R., 1999. Monitoring moderate slope movements (landslides) in the southern French Alps using differential SAR interferometry, *Fringe*.
- Voegtli, T., Schwab, I., Landes, T. 2008. Influences of different materials on the measurements of a terrestrial laserscanner (TLS). In: *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVII, Part B5, Beijing, 2008, 1061-1066.
- Vosselman, G., Maas, H.-G., 2010. *Airborne and Terrestrial Scanner laser scanning*. Whittles Publishing, Dunbeath.
- Vulliet, L., 2001. Natural slopes in slow movement. In Zaman, M., Gioda, G., Booker, J. (eds): *Modeling in Geomechanics*. Wiley, Chichester, 653-676.
- W**axman, M.M., Smits, L.J.M. 1968. Electrical conductivity in oil-bearing shaly sand. *Society of Petroleum Engineers Journal* 8, 107-122.
- Weber, D. 1993. *Projet de recherche sur l'évolution des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette. Mémoire de DEA 'Géographie Physique', Université Louis Pasteur, Strasbourg, 68 p.*
- Weber, D., Herrmann, A. 2000. Contribution de la photogrammétrie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables: l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-provence, France). *Bulletin de la société géologique de France* 171 (6), 637-648.
- Weber, D. 2001. Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrain dans les 'Terres Noires' alpines : le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute Provence, France), Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 311 p.
- Wilkinson, P.L., Anderson, M.G., Lloyd, D.M. 2002. An integrated hydrological model for rain-induced landslide prediction. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1285–1297.
- Wycisk, P., Hubert, T., Gossel, W., Neumann, Ch. 2009. High-resolution 3D spatial modelling of complex geological structures for an environmental risk assessment of abundant mining and industrial megasites. *Computer & Geosciences* 35, 165-182.
- Z**anchi, A., Salvi, F., Zanchetta, S., Sterlacchini, S., Graziono, G. 2007. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computer & Geosciences* 35, 49-69.
- Zhdanov, M.S., Keller, G.V. 1994. *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*, Elsevier Sciences B.V, Amsterdam, The Netherlands.

Annexe 1

Résumé étendu : Travelletti J., Malet J.-P., Hibert C., Grandjean G. 2009. Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds) Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CERG Editions, pp 203-208.

Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide, Ubaye, Valley, French Alps

J. Travelletti, J.-P. Malet & C. Hibert

CNRS UMR 7516, School and Observatory of Earth Sciences, University of Strasbourg, Strasbourg, France

G. Grandjean

BRGM, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France

ABSTRACT: In order to define and characterize the 3D morpho-structure and the volume of the lower part of the La Valette mudslide (Alpes-de-Haute-Provence, France), a methodology based on the integration of multi-source data is proposed. The information on the structure is derived: (i) from a geomorphological analysis of the landscape (IGN aerial photographs, digital elevation model, field survey), (ii) from geotechnical parameters obtained from several boreholes and inclinometers measurements, (iii) from the lateral and vertical variations of geophysical parameters (resistivity ρ , seismic velocity V_p and V_s). A method to integrate the information in a geological modeller is detailed.

1 INTRODUCTION

The characterization of the structure of a landslide is a prerequisite for defining the volume of the moving mass and analysing its behaviour. Very often, the structure is defined according to the variation of some few sensitive parameters which have to be carefully chosen according to the geological and hydrogeological setting of the landslide (Jongmans & Garambois, 2007). For landslides developed in black marls, several authors indicated that relevant geophysical parameters are the electric resistivity ρ of the subsoil and the seismic velocity V_p and V_s (Grandjean et al., 2007; Méric et al., 2007), and that relevant geotechnical parameters are the pressiometric modulus (E_M) and the pressure limit (P_L) which defines respectively the pseudo-elastic behaviour of the soil and the soil resistance to failure (Flageollet et al., 2000). Information on the structure and the topography covered by the moving mass can also be obtained from detailed geomorphological and geological analyses, by combining the interpretation of old photographs, maps, digital elevations models, and field surveys. Some of these parameters are acquired at specific points, others are directly acquired along cross-sections, and others are already in 3D like the DEMs.

Major difficulties in interpreting and integrating this multi-source data are therefore the accuracy of the measure of the parameters, their spatial

variability and the upscaling of the punctual information to a spatial information. The objective of this work is therefore to present a methodology to integrate this multi-source information in a geological modeller in order to create a realistic computerized representation (eg. 3D grids) of the landslide volume and structure as an input for geomechanical modelling and hazard analyses. The aim is to integrate information from DEMs, from surface geomorphological boundaries, from geophysical interpreted cross-sections, and from downhole borehole data.

The methodology has been developed on the La Valette mudslide, triggered in March 1982 and which is one of the most important slope instabilities in the South French Alps. The dimensions of the mudslide are respectively a length of 1380 m, a width of 290 m, an estimated volume of $3.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, and an average slope gradient of 18° . Velocities lie in the range from $0.05\text{-}0.40 \text{ m}\cdot\text{day}^{-1}$. The mudslide affects a hillslope located over the municipality of St-Pons, and is a potential threat for the 170 community housings located downstream (Le Mignon & Cojean, 2002). From a geological viewpoint, the landslide has developed in alloctoneous flysch and calcareous sandstones of the Autapie sheetrust and in Callovo-Oxfordian autochthonous black marls (Fig.1); from a geomorphological viewpoint, it has progressively filled parts of the thalwegs of two adjacent torrents (Serres and La Valette torrents). A detailed description of the development of the mudslide can

be found in van Beek and van Asch (1996) and Squarizoni et al. (2005). Since 2002, an important activity of the main scarp is noticed with a retrogression of several meters associated to rotational failures. The failed material is currently charging the upper part of the mudslide, is progressively moving downstream and accumulating in the lower part around a stable crest. Around this stable crest, an elevation of the soil surface and an increase of the slope gradient are observed. Therefore, this area is of particular interest in order to analyse the possibility of potential fluidization of the moving mass in a rapid mudflow (LeMignon & Cojean, 2002).

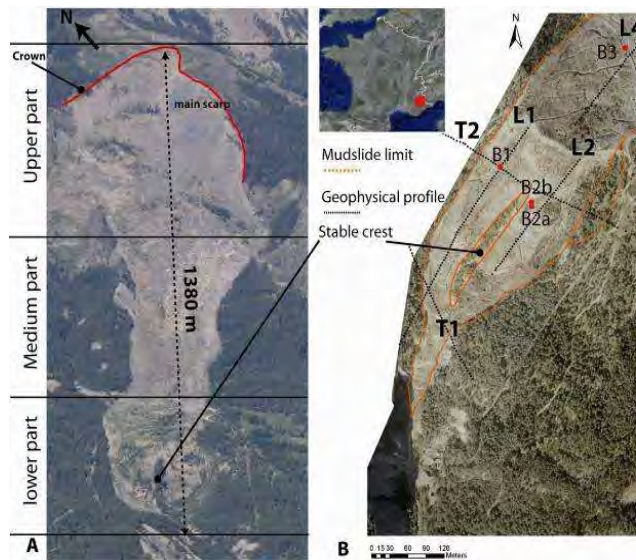


Figure 1. La Valette mudslide: A) General view; B) Orthophotograph (2007) of the lower part and location of the geophysical cross-sections and the boreholes around the stable crest.

2 METHODOLOGY

A multidisciplinary approach based on geomorphological analysis, geophysical and geotechnical investigations was carried out.

2.1 Geomorphological analysis

The localization of the limits of the mudslide, the stable crest and the two adjacent thalwegs of the Serre and La Valette torrents were extracted from a serie of IGN photographs from 1974 until 2007. Digital elevation models (DEM) were also used to precisely identify the stable slopes from the moving mass. This analysis was completed by field observations.

2.2 Geophysical investigations

The geophysical investigation included two transverse profiles approximately perpendicular to the main sliding direction (T1, T2) and three

longitudinal profiles in the direction of the displacements (L1, L2, L4) (Fig.1). For the profiles T1 and T2, the topographical conditions have allowed to carry out geophysical measurements on the stable hillslopes bordering the mudslide to characterize the moving mass both in the lateral and vertical directions.

The Electrical Resistivity Tomography (ERT) survey is composed of 5 m-interval electrodes spacing along a distance of 235 m to 415 m depending on the number of electrodes (48 to 84 electrodes). A Wenner-Schumberger configuration was selected because of its good signal to noise ratio property and its good compromise to detect both horizontal and vertical contrasts. Acquisitions with a Dipole-Dipole configuration were also performed because of larger theoretical resolution in sub-surface with a larger number of collected data. The ERT profiles were coupled to seismic acquisitions to better constrain the interpretation (V_p and V_s tomographies using a 5 m-interval between the geophones and 15 m-interval shots). The surface waves were recorded during seismic refraction acquisitions.

Processing of the ERT data was carried out according to Loke (1994) implementing a damped least-squared Gauss-Newton algorithm in the Res2DInv software. For the seismic data, the processing of the first arrival travel time waves was carried out with the JaTS seismic tomography software based on the Fresnel volumes for computing wave paths (Hibert, 2008; Grandjean and Sage, 2004). The inversion of the S-wave was realized with the SIRayD software based on the SURF algorithm (Hermann, 1984) that allows to calculate the dispersion curve and to obtain a S-wave vertical velocity profile by 1D inversion (Socco & Jongmans, 2004). To obtain a 2D section, the 1D S-wave velocity profiles inverted from each local dispersion curves were interpolated along the seismic profiles.

In order to represent the profile in 3D, the geometry was simplified with an orthogonal projection on a linear regression line. Finally the 2D coordinates were converted into 3D geographical coordinates.

2.3 Geotechnical investigations

Four destructive boreholes B1, B2a, B2b and B3 were realized until the depths of -30 to -40 m in July 2008, close to the geophysical profiles (Fig. 1). Geotechnical tests were further performed in the drilling at relevant depths in the mudslide body and in the stable bedrock, such as pressiometric tests (to characterize in-situ the pressiometric modulus $-E_M-$ and the pressure limit

- P_L .) and Lugeon high pressure permeability tests. An inclinometer casing has been installed in borehole B3 for weekly deformation measurements, and 3 piezometric tubes have been installed in the other boreholes.

3 GEOTECHNICAL MODELS

The internal structure of the lower part of the mudslide does not present important lithological variations until the top of the marl bedrock located respectively at -20.7m, -16.5m, -17.2m and -25.0m in the boreholes B1, B2a, B2b and B3 respectively. The mudslide body is composed of more or less coarse marly clayey material with variable degree of compaction (Fig. 2a).

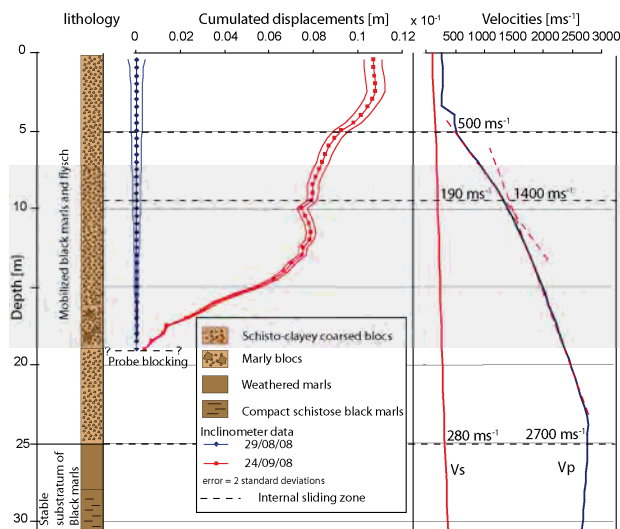


Figure 2. a) Internal structure of the La Valette mudslide at location of borehole B3: geotechnical log and vertical profile of the cumulated displacements from inclinometer data. The cumulated displacements start at -19 m because of the blocking of the probe at this depth during the initial reference measurement. b) Vertical profile of Vp and Vs velocities Inverted from the tomography.

Analysis of the deformation of borehole B3 between September and October 2008 tends to indicate the possibility of several internal sliding surfaces in the shallow unit of the mobilized mass (at -5m and -10m) and a nearly visco-plastic behaviour underneath with a decrease of the shear rate with the depth (Fig. 2a). A sliding surface is also identified at the contact between the bedrock and the mobilized mass. This vertical structure including an internal slip surface separating the topmost active unit from the lowermost stable unit was also identified in the Super Sauze mudslide developed in the same geological setting (Malet &

Maquaire, 2003). The internal structure from the borehole B3 can be summarized with:

- a shallow unit, about 10m thick, composed of mobilized black marls and flyschs in a heterogenous sandy silty matrix. Ranges of geotechnical parameter values (pressiometric modulus E_M from 6-18 Mpa; pressure limit P_L from 0.5-1.0 Mpa) are defined.
- a deeper unit, localized at -10m deep for a thickness of about 15m. Ranges of geotechnical parameters are similar to those of the shallow unit
- The bedrock composed of consolidated black marls, localized at -25m in average. The values of hydrological and geotechnical parameters are within the range of 10^{-7} - 10^{-8} m.s⁻¹ for the permeability, 228-720 Mpa for the pressiometric modulus E_M , and $P_L > 8$ Mpa for the pressure limit .

4 GEOPHYSICAL MODELS

Results of the electrical (RMS errors lower than 2%) and seismic tomography indicate a good contrast in ρ resistivity and Vp velocities between the moving mass and the bedrock of black marls (Fig. 3). To determine the depths where the data are still relevant, the Depth of Investigation (DOI) method described in Marescot and Loke (2004) was applied to the inverted resistivity values. The calculations of the DOI index show that it is not possible to get reliable interpretations under the transition of the mobilized mass and the stable substratum where the resistivity contrast is the most important. Concerning the Vp topographies, the reliability of the inversed velocities is based on the Fresnel wavepaths density (Grandjean and Sage, 2004). The investigation depth is about 30m in the centre of the profiles and decreases rapidly towards the lateral boundary of the model.

A three-layer scheme is identified from the parameters Vp, Vs and ρ (Table 1). This structure, as well as the range of geophysical property values, is similar to those observed in other mudslides developed in black marls (Schmutz et al., 2000; Méric et al., 2007; Grandjean et al., 2007). The vertical profile of Vp velocity in boreholes B3 seems also to correspond to the three-layer stratification observed in the vertical profile of cumulated displacements from inclinometer data. (Fig. 3b).

Table 1. Geophysical parameter value for the three layers. The layers 1-2 correspond to the moving mass and the layer 3 corresponds to the bedrock.

	Vp	Vs	ρ
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	ohm.m
Layer 1	240 to 1400	70 to 180	5 to 50
Layer 2	1400 to 2700	180 to 260	50 to 100
Layer 3	2700 to 3500	> 260	> 100

The depth of bedrock derived from the electrical and seismic tomographies are validated by the geotechnical data of the boreholes and the field observations (Fig. 3a). Therefore, the geophysical model of profile T2 is considered as the reference to interpret the data and to make coherent the tomographies of profiles L1, L2 and T1. Indeed, some geophysical profiles display some discrepancies at their intersection which can be linked to problems of nonuniqueness of the inversion or to lateral variations of resistivity and velocity.

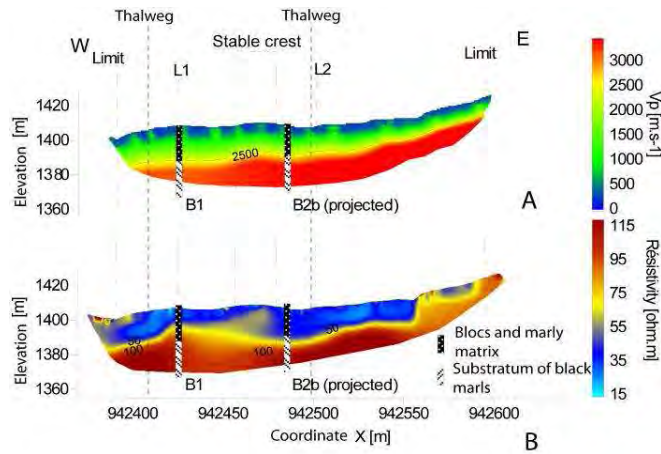


Figure 3. A) Interpretation of P-wave velocity Vp B) resistivity ρ tomography for the profile T2

According to the sensibility and the investigation depth of each method, the P-wave velocity is mainly used to constrain the interpretation of the structure in depth, and the resistivity ρ is used to constrain the interpretation laterally and in the subsurface. The S-wave velocity is not considered relevant to characterize the structural pattern, as it does not discriminate vertically the different layers (Fig. 3).

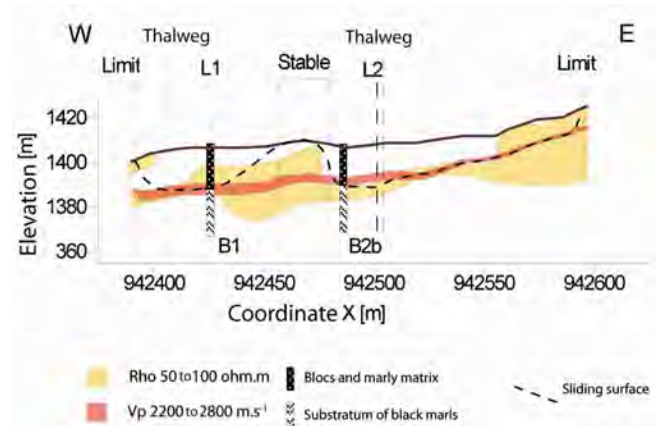


Figure 4. Methodology to define the depth of the bedrock by combining envelopes of parameter values, with example of profile T2.

5 MORPHO-STRUCTURAL MODEL

In the lower part of the mudslide, the paleotopography is characterized by two parallel thalwegs with steep and asymmetrical slopes. Their confluence is located downstream of the stable crest (Fig. 5a). These torrents correspond to low topographical points that are also used to constrain the morpho-structural model (Fig. 4; Fig. 5b, c). Compared to the NE-SW axis of the stable crest, the position of the thalwegs is asymmetrical and is quite well identified by the resistivity tomographies (Fig. 3; Fig. 4).

In order to integrate all the information in the geological modeller (*RockWorks*®), the interpreted structural profiles have been represented into several virtual boreholes with information on the depth and thickness of each layer. The points located within the stable part are represented by a virtual borehole containing only information for layer 3 (bedrock). As a first step in the geostatistical modelling, an inverse distance interpolation method has been used to construct a 3D model.

The volume of the lower part of the mudslide is estimated at 885,000 m³ (Fig. 5c). This estimation of the amount of material accumulated in the lower part of the mudslide represents ca. one quarter of the total volume of the mudslide

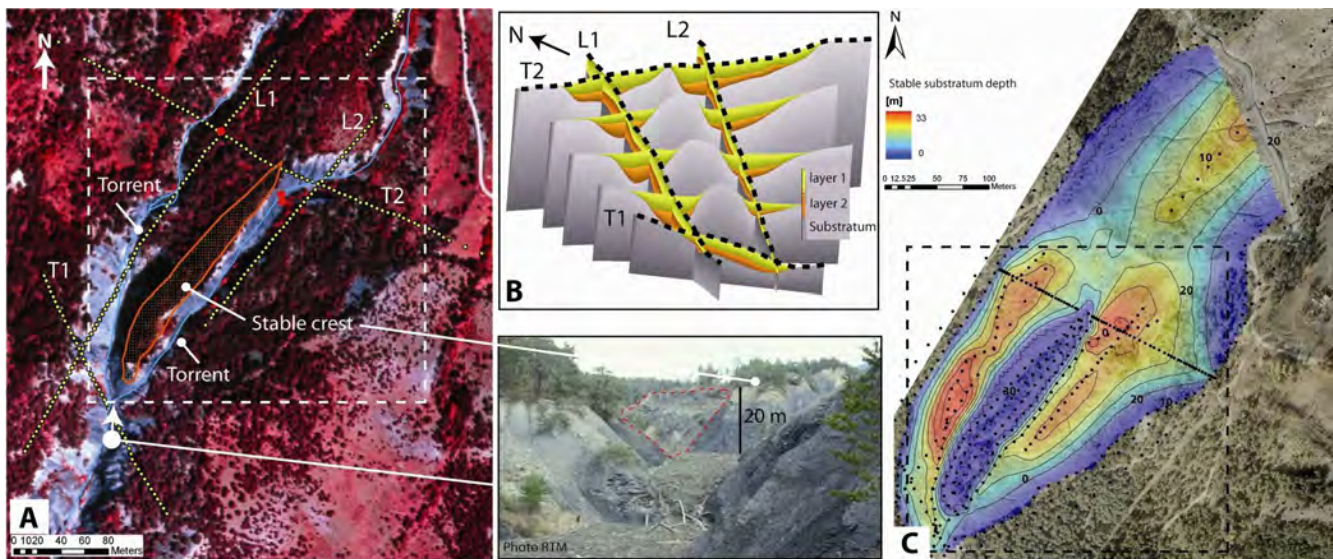


Figure 5. Rebuilding of the lower part topography before the mudslide event. The 1988 RTM picture shows the morphology near the confluence of the thalwegs, the mudslide toe is indicated in red dashed line. A) Orthophotography of 1974 showing the localization of the Serre and La Valette thalwegs around the stable crest, the white dashed area corresponds to the black dashed area in C. B) 3D morpho-structure in three layers (layers 1, 2 and substratum) C) Calculated depth of the sliding surface (top of the stable substratum) in the lower part (orthophotography of 2007). The data used for the layers interpolation are represented by the black dots.

6 DISCUSSION AND CONCLUSION

The 2D electrical resistivity and velocities tomography sections could extend the information from the geotechnical and geomorphological analyses for providing a valuable and continuous representation of the 3D morpho-structure of the mudslide. The structure of the mudslide can be represented by a three layers model, in agreement with previous studies on mudslides located in similar setting. However, the internal structure remains complex: the presence of several sliding surfaces deduced from the inclinometer data is possible. The calculated volume of the mobilized mass in the lower part represents about 885,000 m³, one quarter of the total mobilized volume by the mudslide.

More information on the paleotopography is still needed to get a more constrained model, with additional geophysical profiles. Finally this methodology will be applied on the whole mudslide and compared with a topographical method based on the local base level concept (SLBL). This concept is defined as a surface above which material are assumed to be erodible by landsliding and can be determined by using an iterative routine (Burbank & Anderson, 2001; Jaboyedoff et al., 2008).

7 ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the European Commission under the Marie Curie Contract ‘*Mountain Risks: from prediction to management and governance*’ (MCRTN-035798) and by ANR (France) under contract Ecou-Pref ‘*Ecoulements préférentiels dans les versants marneux*’ (05-ECCO-007-04).

8 REFERENCES

- Burbank, D.W., Anderson R. A., 2001. Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*, Malden, 274.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2000. The 3D structure of the super-sauze earthflow: A first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*: 25(9), 785-791.
- Grandjean, G. & Sage, S. 2004. JaTS: a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. *Computers and Geosciences*, 30, 925-935.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A. Méric, O., 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*: 2, 127-136.
- Herrmann, R.B., Russell, D.R., Hwang, H.J., 1984. SURF: an interactive set of surface wave dispersion programs for analysing crustal structure. *Earthquake Notes*.
- Hibert, C., 2008. Imagerie combinée pour la caractérisation des glissements de terrain. Application aux « Terres Noires » des Alpes-de-Haute-Provence. *Rapport de stage, BRGM/RP-56549-FR*, 2008.
- Jaboyedoff, M., Couture, R., Locat, P., 2008. Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital

- elevation model: Towards a progressive failure. *Geomorphology*, 103, 5-16.
- Jongmans, D. & Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides: A review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, 101-112.
- Le Mignon, G. & Cojean, R., 2002. Rôle de l'eau dans la mobilisation de glissement-coulées (Barcelonnette, France). In: Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (eds) : *Landslides, Proceedings of the 1st European conference on Landslides, Prague, Czech Republik, Swets & Zeitlinger, Lisse*, 239-244.
- Loke, M.H. (1994). The inversion of two-dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, United Kingdom, 122 p.
- Malet, J.-P. & Maquaire, O. 2003. Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France. In: *Proc. 1st Int. Conf. on Fast Slope Movements*, Naples, Italy. Patron Editore, Bologna, 333-340.
- Marescot, L., Loke, M.H., 2004. Using the depth of investigation method 2D resistivity imaging for civil engineering surveys. *Proceedings of the SAGEEP meeting*, Colorado Springs, USA, February 22-26, 2004
- Meric, O., Garambois S., Malet J.-P., Cadet, H., Gueguen P., Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, 137-148.
- Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.-J., Descloîtres, M., 2000. Joint Electrical and Time Domain Electromagnetism (TDEM) Data Inversion Applied to the Super Sauze Earthflow (France). *Surveys in Geophysics*, 4, 371-390.
- Socco, V. & Jongmans, D. 2004. Special issue on Seismic Surfaces Waves. *Near Surface Geophysics*, 2, 163-258
- Squarizoni, C., Delacourt, C., Allemand, P., 2005. Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology*, 79, 215-229.
- van Beek, L.P.H., van Asch, T.W.J. 1996. The mobility characteristics of the La Valette landslide. In Senneset, K. (eds): *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1417-1421.

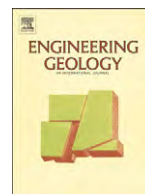
Annexe 2

Article: Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., Malet, J.-P. 2011. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide. Engineering Geology. doi:10.1016/j.enggeo.2011.05.001



Contents lists available at ScienceDirect

Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo

Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France)

Clément Hibert ^{a,*}, Gilles Grandjean ^{a,*}, Adnand Bitri ^a, Julien Travelletti ^b, Jean-Philippe Malet ^b

^a BRGM Natural Risks and CO₂ Storage Safety Division, Orléans, France

^b Institut de Physique du Globe de Strasbourg (EOST), CNRS UMR 7516, University of Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Accepted 3 May 2011

Available online xxxxx

Keywords:

Landslide

Geophysics

Data fusion

La Valette

ABSTRACT

Many studies show that certain geophysical methods, such as seismic and electrical-resistivity imaging, appear to be well adapted for investigating the internal structures of landslides and understanding the related hydro-mechanical mechanisms. These are methods that allow the direct and non-intrusive measurement of acoustic (P) and shear (S) wave velocities and electrical resistivity (ρ), which are three physical parameters considered as essential for estimating the mechanical properties of moving reworked material. We applied these techniques to the La Valette landslide (Southern French Alps), a typical example of an intra-material landslide, carrying out measurements simultaneously along two profiles, 400 m and 300 m long and respectively perpendicular to and along the slide direction. We then used suitable inversion algorithms to estimate both the P- and S-wave velocity fields and the electrical resistivity field from the recorded data. The results, aided by field surface observations, show that a correlation exists between the state of the material and the seismic-velocity and/or electrical-resistivity data, thus confirming that the simultaneous use of the two methods provides complementary information on the geomechanical behavior of the landslide. More particularly, the seismic data provide information on fissure density variations and the presence of shear-bent material, whereas the electrical resistivity data provide information on the groundwater content. To enable a more integrated petrophysical interpretation, we applied a data-fusion strategy based on fuzzy subsets to the geophysical datasets. Through combining the tomograms we identified a surface layer of soft material along the two profiles; the bottom of this layer was also recognized in a borehole. From a methodological point of view, the results show the applicability of adopting geomechanical hypotheses as inputs of geophysical data fusion for identifying areas where sediment mobilization could occur.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Many active landslides occur in the French Alps, particularly in clay–shale deposits (Malet, 2003) which form unstable areas characterized either by movements along discrete shear planes (Hungr et al., 2001) or by continuous deformation resulting from local factors such as steep slopes ($>25^\circ$), weak mechanical properties of the ground, and moisture (Baum et al., 1998). The landslides generally involve heterogeneous clay-rich clastic material that is practically water saturated during the wet season. Earlier studies (Godio et al., 2003; Cutlac and Maillol, 2005; Grandjean et al., 2007) have shown that imaging such areas through a multi-method geophysical approach can increase the level of information.

The aim of the present study, which we focused on the La Valette site in the Southern French Alps, has been to develop an innovative approach for characterizing the geometry of subsurface clay-rich

material susceptible to being reactivated, for example, during periods of heavy rainfall, as suggested by Flageollet et al. (1999). Knowledge of the volumes that could possibly be reactivated is critical information for landslide hazard assessment, and particularly for determining the final run-out distance (Dai et al., 2002). To achieve our objective, we used geophysical methods for identifying the uppermost layers likely to be affected by such sliding processes.

Seismic techniques are classically used for estimating the dynamic properties of rocks and soils (Crampin et al., 1980; Aki et al., 1982; Kahraman, 2002), and since they are non-destructive and easy to operate, they are increasingly used in geotechnical engineering. The adoption of geophysical methods to characterize sliding masses and reworked material and to estimate their extent is very helpful for assessing the integrity of potentially dangerous slopes, as shown by Leucci and De Giorgi (2006). Seismic methods have more recently been successfully tested for imaging unstable slope structures and, more particularly, for determining bedrock geometry (Glade et al., 2005; Jongmans et al., 2009). The methods are based on the direct measurement of acoustic waves, i.e. P-wave traveltimes, which are themselves related to P-wave velocities (V_p), one of three essential

* Corresponding author.

E-mail address: g.grandjean@brgm.fr (G. Grandjean).

parameters for estimating the main mechanical properties of reworked material (see Schön, 1996). The second essential petrophysical parameter for estimating rock properties, and thus for understanding the mechanical behavior of landslides, is the shear-wave velocity (V_s), which gives an indication of the rock's stiffness and can also be inverted from Rayleigh wave dispersion analyses (Park et al., 1998; Stokoe and Santamarina, 2000; Park et al., 2005). The third parameter is electrical resistivity tomography, which can be used to estimate the electrical resistivity (ρ) of rocks and, knowing that this parameter is closely related to the water content, can indicate places where water saturation predominates (Lapenna et al., 2004; Naudet et al., 2008).

The use of these methods simultaneously at the same place is not very easy because of the accumulation of different types of information: combining the resultant parameter sets requires maximum coherence in the final interpretation. Analyzing and merging several geophysical parameters are not a trivial exercise and several studies have put forward interesting solutions such as coupling the inverse problems in a joint inversion (Schmutz et al., 2000; Gallardo and Meju, 2003). It is to overcome the complexity of such approaches that Grandjean et al. (2007) propose a fusion strategy based on the fuzzy set theory. The method allows different geophysical data to be combined in a unique set that integrates all pertinent information revealed by each inverted image (Grandjean et al., 2009). The advantage of using a data-fusion technique as opposed to a visual multi-interpretation method lies in the objectivity of the algorithms—the methodology is supported by a formal logical approach. The pertinence of the method lies in the coherent interpretation of multiple geophysical data to propose a geological or geotechnical diagnosis when few additional data (e.g. laboratory measurements) are available. The fuzzy logic approach enables one to take advantage of the multi-geophysical parameters in a complementary manner. The resulting images highlight the places where specific physical phenomena occur conjointly on the different datasets without being dependent on interpretation subjectivity. After promising tests carried

out in different contexts (Grandjean et al., 2006, 2007, 2009), we used the approach on the La Valette landslide to identify the sliding mass.

La Valette (Figure 1) is located in the Ubaye Valley of the Barcelonnette Basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). The basin has characteristic badlands morphology with multiple erosion-incised V-shape gullies and flank slopes varying between 30° and 70°. The landslide is in Callovian–Oxfordian black marl, known as “Terres Noires” whose color varies from black to gray (Antoine et al., 1995). The slope surface is highly irregular and is affected by 0.5- to 1.0-m-deep kinematic tension cracks, as well as by surficial shrink/swell fissures, suggesting that the deeper layers are highly fractured. Several gullies, partly filled with heterogeneous weathered rock and debris, also incise the landslide. From a hydrological and geotechnical viewpoint, the landslide comprises two vertical units comprising a moderately stiff semi-permeable material (10 to 20 m thick) overlying a stiff impervious material considered as bedrock (Travelletti et al., 2009). The uppermost subsurface material is intensely fissured reworked black marl with a sandy-silty matrix and low plasticity. The landslide kinematics, with velocities of the order of one to several cm.day⁻¹ is controlled by the hydrology; the deformation results from the rise of a perennial groundwater table and hence the development of positive pore pressures in the moving material. Groundwater fluctuations are controlled by water infiltration in both the soil matrix and the large kinematic cracks and fractures, as well as by recharge from the torrents bordering the landslide (De Montety et al., 2006).

2. Geophysical surveying

The geophysics consisted in a combined seismic and electrical tomography survey along two profiles, respectively 400 and 300 m long and designated T2 and L2 (Figure 1). Each method, from field acquisition to final data processing, is briefly described in the next sections.

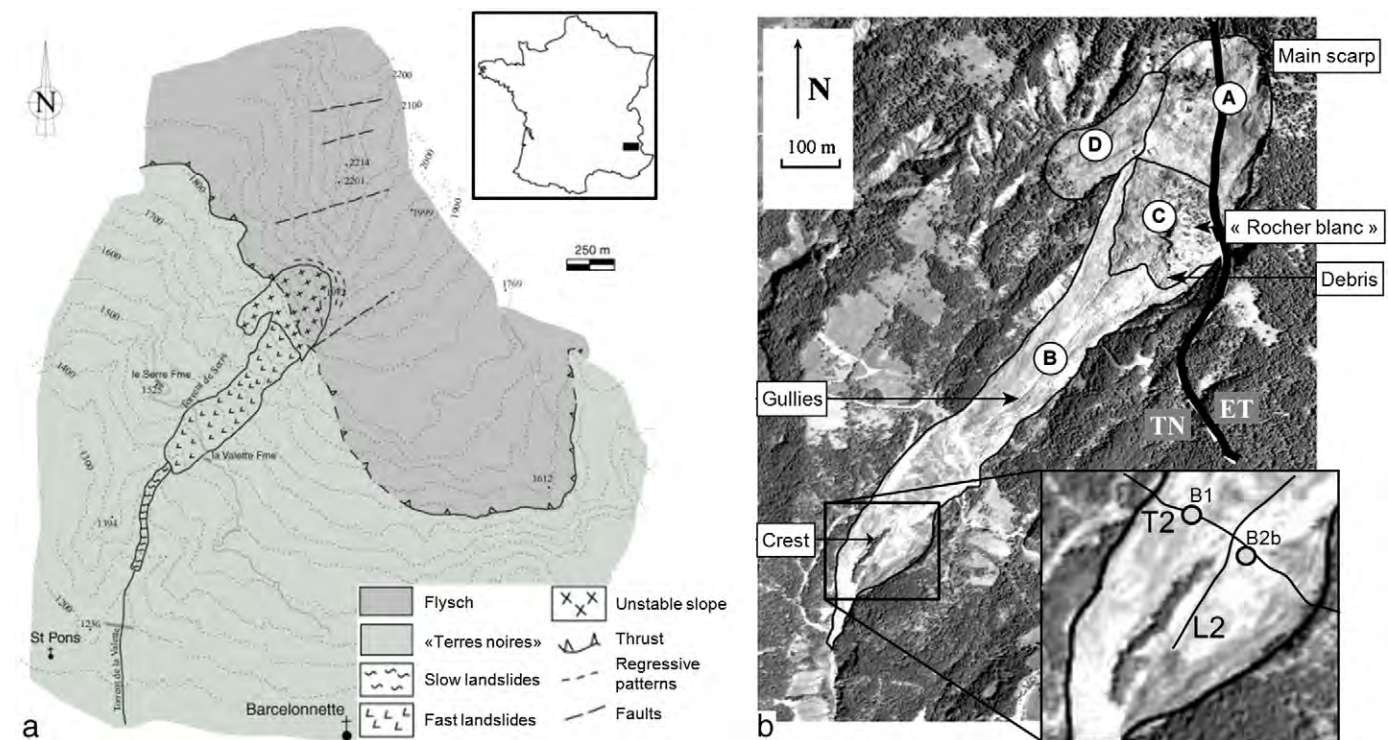


Fig. 1. a) Location map and general geology of the La Valette landslide (from Le Mignon and Cojean, 2002). b) Orthoimage of the La Valette landslide showing the main active zones. A: main scarp, B: active mudflow, C: main slope failure, D: new active area (from Casson, 2004), TN: “Terres Noires”, ET: Embrunais thrusts. The black line marks the limit between TN and ET. The two geophysical profiles (T2: transverse; L2: longitudinal) are shown as black lines on the enlarged inset. B1 and B2b: boreholes drilled near profile T2.

2.1. Seismic P-wave tomography

The acquisition system consisted of a digital seismic unit controlling a 48-channel array of 10 Hz geophones and a handy-hammer source. The geophones were set at 5 m intervals along each profile with seismic shots being fired every 15 m. The data processing and inversion of the first arrival traveltimes were performed using JaTS seismic tomography software (Grandjean and Sage, 2004) which enables data filtering, traveltime picking and P-wave velocity (V_p) inversion. Fig. 2a and b show the V_p distribution along profiles T2 and L2, respectively.

2.2. Spectral analysis of surface waves (SASW)

SASW is of increasing interest within the geophysical community because it offers a non-invasive means of evaluating the soil shear modulus distribution with depth (O'Neill et al., 2003) and can be easily implemented along linear sections to obtain two-dimensional shear-wave velocity profiles (Miller et al., 1999). Before inversion, each seismic record needs to be transformed into a dispersion image (Park et al., 1998) from which the frequency-phase velocity curve (e.g. dispersion curve) is estimated. In laterally contrasted media, the dispersion images have to be computed with a more local approach

with respect to the 1D assumption required by the Levenberg–Marquardt inversion method of Herrmann (2002). This issue is tackled by applying the 2M-SASW technique (Multifold Multichannel SASW; Grandjean and Bitri, 2006) to the same seismic data used previously for the P-wave tomography. Then, in order to obtain a 2D section, the 1D shear-wave velocity profiles inverted for each local dispersion curve are interpolated along the seismic line using a kriging algorithm. The reliability of the inverted S-wave velocity (V_s) profiles is provided directly by the diagonal values of the correlation matrix computed by the inversion algorithm. Fig. 2c and d shows the V_s distribution along profiles T2 and L2, respectively.

2.3. Electrical resistivity tomography

The electrical apparent resistivity profiles were acquired along the same profiles as the seismic survey by using a Wenner–Schlumberger array with an electrode spacing of 5 m. Data processing and inversion were carried out according to Loke (1994) through implementing a damped least-squared Gauss–Newton algorithm. Fig. 2e and f shows the electrical resistivity (ρ) distribution along profiles T2 and L2, respectively.

The reliability of the resultant geophysical tomographies representing the geophysical parameters V_p , V_s and ρ was quantified by means of

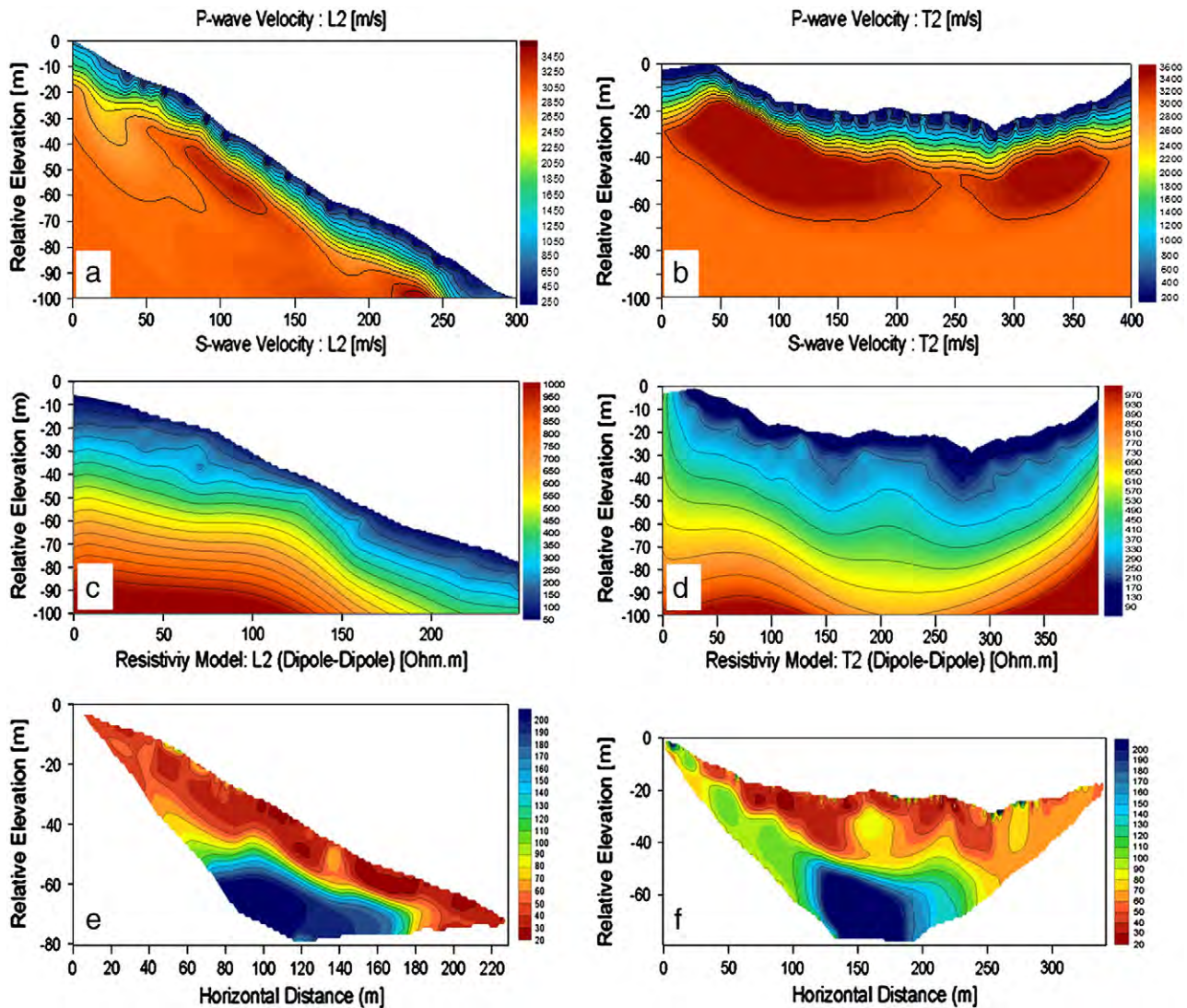


Fig. 2. 2D geophysical images along profiles T2 (b; d; f) and L2 (a; c; e) for P-wave velocities (a; b), S-wave velocities (c; d) and electrical resistivities (e; f).

likelihood functions L as described in Grandjean et al. (2007), and respectively noted L_{Vp} , L_{Vs} and L_p . The main advantage of applying these criteria for estimating the reliability of inverted models lies in the normalization of such functions, each varying between 0 and 1 with increasing reliability of the geophysical parameters. Normalization processes were necessary to transform the inversion-algorithm generated functions, such as cost RMS functions, into likelihood functions.

Finally, a qualitative interpretation based on the three geophysical tomographies and two boreholes located next to the survey lines led to the identification of a slip surface between the moving mass and the bedrock (Travelletti et al., 2009). An interpreted geological model is shown in Fig. 3 with the borehole locations and the intersection of longitudinal profiles along the transverse profile T2.

2.4. Toward a geotechnical interpretation

This section aims to provide a more quantitative exploitation of the geophysical measurements. For a better identification of the less stiff zones, we integrated a new quantity in the study, i.e. the unconfined compressive strength (UCS). This quantity appears to be useful for determining soil strength (Moos et al., 2003; Zoback et al., 2003) and thus for determining instabilities within large landslides (Watters et al., 2000). Depending on the state of rock alteration, the UCS can be used to detect highly degraded rocks that could be easily mobilized during catastrophic rain events. As presented by Hoek and Brown (1997), the value of the UCS can be qualitatively linked to intact rock strength and/or weathering and alteration levels. Thus, by estimating the UCS through computation of the dynamic Young's modulus and empirical relationships, it can be used as a hypothesis parameter in the fuzzy logic fusion process. The dynamic Young's modulus can be defined, provided that the frequency range is greater than 10 Hz, by (Jaeger and Cook, 1976):

$$E_D = \rho v_s^2 \frac{3 \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 4}{\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1} \quad (1)$$

The correlation between dynamic and static Young's modulus has not yet been studied for the specific case of the Callovian–Oxfordian marls. There are nevertheless many general relationships linking these two quantities. Here we chose the empirical relationship proposed by Eissa and Kazi (1988) because it was inferred from experiments conducted on a wide range of rocks and it has a reasonable correlation coefficient of 0.84:

$$E_S = 0.74E_D - 0.82. \quad (2)$$

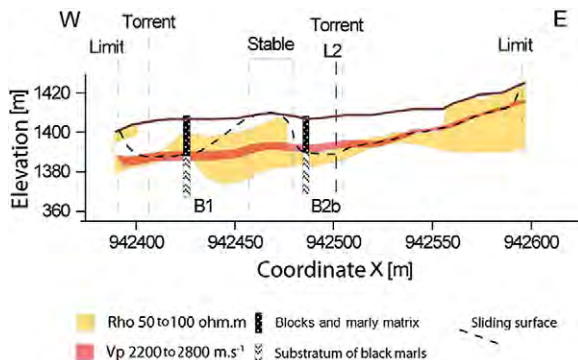


Fig. 3. Slip surface determined on profile T2 from a classical interpretation of the geophysical tomograms and borehole data.

Finally, a second relationship was used to estimate the UCS (Arslan et al., 2008). As with E_D – E_S , no relationship exists between E_S and UCS for the specific case of marls. Also, no geotechnical test has yet been done on the UCS– E_S relationship relative to the La Valette landslide, although some measurements were available from similar nearby landslides like Super-Sauze, Poche and Laval (Malet, 2003) as summarized in Table 1. These values were therefore used to calibrate the empirical relationship derived from a big panel of sedimentary rock analyses and proposed by Arıoğlu and Tokgöz (1992). We adjusted the exponent of this relationship to bring the computed UCS from the E_D given by Malet (2003) closer to the UCS observed for intact marls (Table 1).

The adapted empirical relationship of Arıoğlu and Tokgöz (1992) used in our study can therefore be expressed as:

$$UCS = (0.9709E_S)^{1.8350} \quad (3)$$

Consequently, using Eqs. (1) to (3), it becomes possible to compute the values of the UCS from the two velocity (V_p and V_s) tomograms.

2.5. Interpretation through data fusion

Interpreting geophysical data for geological or geotechnical applications raises important issues related to the uncertainties. Fortunately, various mathematical tools such as the probability, evidence and possibility theories enable data imperfection to be taken into account (Nifle and Reynaud, 2000). Here we shall consider the possibility theory in terms of an innovative approach to manipulate uncertainties related to geological and geomechanical interpretation. Basically presented by Dubois and Prade (1980) and fully described in Grandjean et al. (2007), the method is based on the formulation of belonging functions that express each geophysical parameter variation as a possibility value (Figure 4) indicating the level of reliability of a particular hypothesis; each observed geophysical parameter is thus related to a property of the ground material, which itself conditions the hypothesis. Once each function is defined according to available field observations or expert knowledge, the mathematical background developed in the “fuzzy set” theory provides different operators for mixing the possibility values. Likelihood functions can be integrated into the fusion process in the same way.

The different hypotheses formalized by the belonging functions can now be presented. From geomorphological observations and the tomograms computed in the previous sections, we were able to describe certain soil outcrops from a hydromechanical standpoint. These macro descriptions were then used to express three hypotheses (h_1 to h_3) associated with three possibility functions ranging from 0 to 1:

- **Hypothesis h_1** assumes that the soil strata are densely affected by fissures due to traction forces developed during the slide: its possibility π_1 is correlated with the variation of the P-wave velocity observed in the subsurface. From our geomorphological knowledge of the landslide, the soil strata is fissured if the P-wave velocity is less than 300 m.s^{-1} and non-fissured if the P-wave velocity is more than 1500 m.s^{-1} . The possibility is assumed to be linear between these two values.

Table 1

Experimental values of E_D and UCS realized on similar neighboring landslides (Malet, 2003).

	Super-Sauze	Poche	Laval
E_D (Mpa) – intact marl	11230	11975	12250
UCS (Mpa) – intact marl	38	45	48
UCS (Mpa) – fractured marl	19	11	28
UCS (Mpa) – clay joints	6	3	5
UCS (Mpa) – computed from E_D using Eqs. (1) to (3)	38.86	43.95	46.60

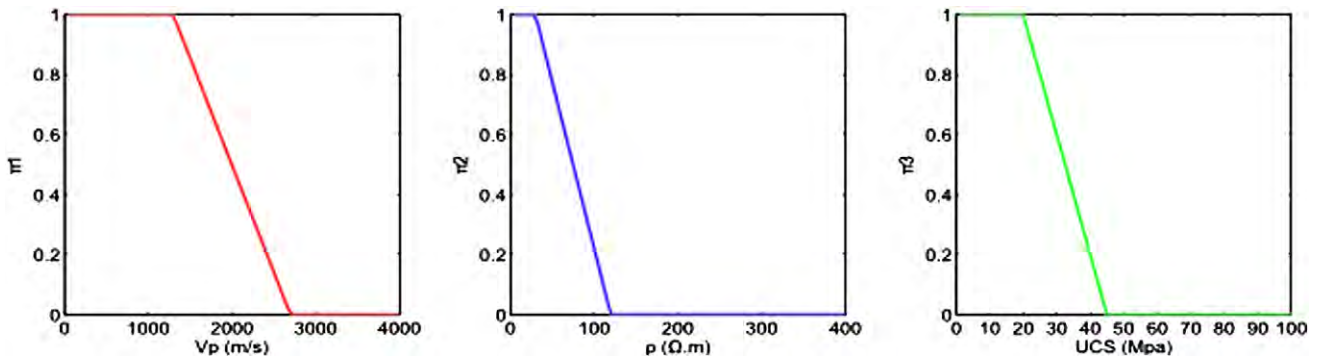


Fig. 4. The three belonging functions used for geophysical parameter fusion: π_1 , π_2 and π_3 respectively show the possibility of the medium being i) fissured, ii) saturated with water, and iii) unconfined, according to the V_p , V_s and ρ .

- **Hypothesis h_2** assumes that the soil strata are saturated with water: its possibility π_2 is correlated with the observed resistivity values. From our geomorphological knowledge of the landslide and from field observations, the soil strata is saturated if the electrical resistivity ρ is less than 10 $\Omega.m$ and non-saturated if the electrical resistivity ρ is more than 100 $\Omega.m$. The possibility is assumed to be linear between these two values.
- **Hypothesis h_3** assumes that the soil materials have little strength and are highly weathered: its possibility π_3 is correlated with the computed unconfined compressive strength models. According to Table 1 (Malet, 2003), the UCS observed for weathered marl is below 45. Thus we can consider that bedrock here would be characterized by a UCS above 45 and that the extremely weak uppermost layer by a UCS below 20. The possibility is assumed to be linear between these two values.

The application of this methodology to the La Valette landslide is dedicated to identifying material susceptible to be mobilized within the upper layers of the slide, and particularly between the uppermost sliding layer and underlying bedrock layer. The possibility function Π for such layers is assumed to be high for fractured, water-saturated and very weak materials; it is computed in the cross-section plane (x , z) by Eq. (5):

$$\Pi = \pi_1^* \oplus \pi_2^* \oplus \pi_3^* \quad (5)$$

with

$$\pi^*(X) = \pi(X) \cup (0.5 - L(X)), X = x, z \quad (6)$$

and

$$\pi_i^*(X) \oplus \pi_j^*(X) = \frac{\pi_i^*(X) \wedge \pi_j^*(X)}{\sup(\pi_i^*(X) \wedge \pi_j^*(X))}, i, j = 1, 2, 3 \quad (7)$$

where the \wedge and \cup operators stand respectively for the $\min()$ and $\max()$ function between two values. The expression symbol $A \oplus B$ denotes the fusion operator maximum between two functions. $L(X)$ refers to the likelihood values featuring inverted V_p and ρ parameters and estimates from inversion processes (Grandjean et al., 2007). L values were integrated in the fusion process according to Eq. (6), except for the h_3 case that depends on both V_p and V_s likelihoods:

$$\pi_3^*(X) = \pi_3(X) \cup (0.5 - L_{V_p}(X)) \cup (0.5 - L_{V_s}(X)), X = x, z. \quad (8)$$

The model interpreted from each tomogram (Figure 3) and the model constructed by the methodology proposed here (Figure 5) show a lot of similarities. The sliding plane is more visible on the fusion model than on separate tomograms and the stable area defined in

Fig. 3 from boreholes and surface observations is well recognized in Fig. 5 as the crest separating the two soft domains of the surficial layer. This surficial layer corresponds to possibility values of between 0.5 and 1.0, while the deeper layer has possibility values of between 0.3 and 0.5. The surficial layer has also a variable thickness ranging from 0 m near the flanks to 10–15 m over the body of the landslide. This was confirmed by data from the boreholes drilled close to the section that indicate a slight discrepancy between the depth to the bottom of the weathered layer as deduced from the fusion and that measured in the borehole. From this point of view, the accuracy of the proposed method can be evaluated as being within a few meters, which is not trivial.

In particular, the reliability of the resulting possibility section depends on several components such as a) the resolution at which geophysical measurements are carried out and processed to produce

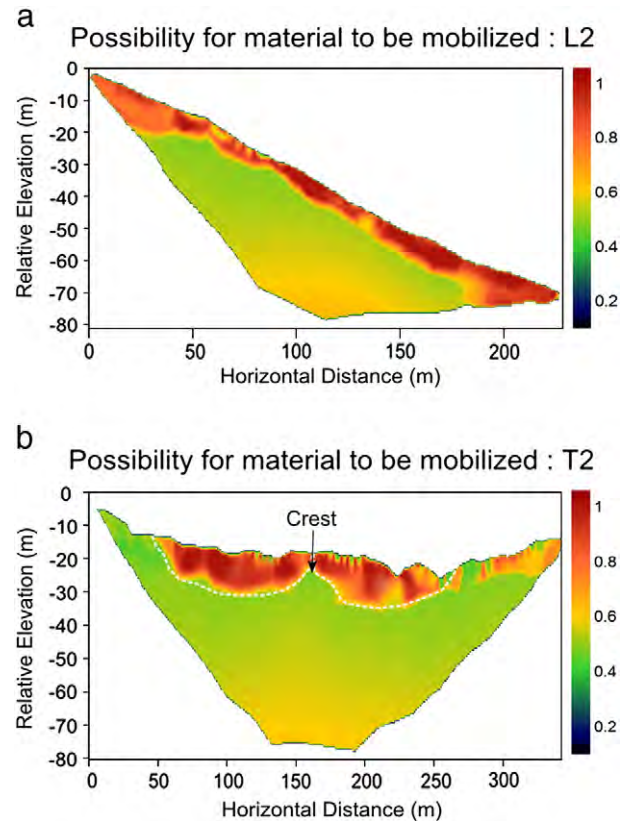


Fig. 5. Resulting sections (a: Profile L2 and b: Profile T2) indicating the possibility of material being mobilized during erosion and sliding. The 0.5 possibility value on these images represents the limit between reworkable material and bedrock. For boreholes B1 and B2b, black = weathered marl, shaded = sound marl.

the parameter grids, b) the uncertainties inherent in the inversion schemes and materialized by the likelihood values, and c) the accuracy of the belonging functions, i.e. the values defining the limits of the conditions $\pi = 1$ or $\pi = 0$. These three aspects can nevertheless be improved to ensure maximum quality for the final sections.

Where the first point is concerned, the measurement protocols (measurement spacing, depth of signal penetration, etc.) for each geophysical method considered in the fusion process must be in good agreement with the size and distribution of the soil anomalies to be imaged. The inversion grids for the seismic and geoelectric tomograms should at least respect the same discretizing conditions.

The second point relates to the distribution of the likelihood values. These should be as high as possible over the whole of each tomogram, indicating that the inversion process has successfully found the inverted parameters with minimum errors. Optimizing such processes requires the inverse problem to be well posed so that a) the parameters to be inverted can explain the information contained in the data, and b) the spatial density of the measurements authorizes a large part of the section to be sounded.

The last point refers to the definition of the belonging function. Because this issue directly impacts the fusion results, the limiting values need to be selected carefully. The choice in this study was to use surface observations and compare them to the tomogram values. This approach can be significantly improved by using in situ measurements from part of the section in order to calibrate the belonging functions. Unfortunately, as in the present case, such data are not always available in the vicinity of the studied section.

The proposed fusion process thus has potential for characterizing complex structures, such as landslides, from geophysical data. It is a characterization that gives a kind of realization level to the hydro-geomechanical hypothesis when few quantitative data are available. As Grandjean et al. (2007) point out, the data fusion approach allows the geophysical methods to provide more constrained information than when they are considered separately. The use of belonging functions provides the expert with the possibility of adjusting the boundaries of each hypothesis according to the knowledge he may have of the studied area. Nevertheless, the method is directly dependent on the quality of both the geophysical data and the inversion process. Even though this approach cannot replace more traditional studies based on the correlation between geophysical sections and laboratory measurements, it can produce a reliable coherent model with less laboratory work.

3. Conclusion

A combined geophysical approach based on seismic and electrical measurements was conducted on the La Valette landslide in order to determine its geomorphological structure. The P-wave velocity (V_p) and S-wave velocity (V_s) provide information on the layer's compaction state and the material's porosity, while the electrical resistivity (ρ) provides an important indication concerning variations in the material's water content. Geophysical tomograms were computed from the geophysical data and interpreted using the "fuzzy set" theory to determine the potentially remobilizable layers of the landslide. Once the geophysical quantities had been identified, a fusion strategy was adopted via three belonging functions defining the possibility of a physical phenomenon and correlating directly with a geophysical parameter. The fusion process uses geotechnical empirical relationships to assess the weakness state of the landslide layers. Due, however, to the lack of knowledge about the mechanical properties of the studied La Valette materials, we used generic properties correlated against available data from neighboring sites. This is certainly a limitation as regards the study, and of the future prospects of the work will be to determine the geotechnical properties at various places of the La Valette site. Following the fusion process, taking into account likelihood distributions derived from the inversion processes, two sections were proposed for interpretation;

these highlight places in the subsurface where the rocks may be subjected to reworking or sliding due to rain and water infiltration. As these zones were successfully correlated against two boreholes put down on profile T2, we consider that the method has been validated for the La Valette site and is promising for similar studies in the future.

Acknowledgments

This study, made possible through collaboration between BRGM and IPG (Strasbourg), was financially supported by BRGM and the French ANR Ecoupref project. We would like to express our gratitude to the experiment's participants, without whom the study would not have been possible, and we would also like thank the reviewers for their helpful comments and recommendations.

References

- Aki, K., Fehler, M., Aamodt, R.L., Albright, J.N., Potter, R.M., Pearson, C.M., Tester, J.W., 1982. Interpretation of seismic data from hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill, New Mexico, Hot Dry Rock Geothermal Site. *J. Geophys. Res.* 87, 936–944.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Eng. Geol.* 40, 223–234.
- Aroğlu, E., Tokgöz, N., 1992. Regression analysis between elasticity modulus and uniaxial compressive strength of the sedimentary rocks. *Bull. Rock Mech.* 7–8, 5–15.
- Arslan, A.T., Koca, M.Y., Aydogmus, T., Klapperich, H., Yilmaz, H.R., 2008. Correlation of unconfined compressive strength with Young's modulus and Poisson's ratio in gypsum from Sivas (Turkey). *Rock Mech. Rock Eng.* 41 (6), 941–950.
- Baum, R.L., Messerich, J., Fleming, R.W., 1998. Surface deformation as a guide to kinematics and three-dimensional shape of slow-moving, clay-rich landslides, Honolulu Hawaii. *Environ. Eng. Geosci.* 4, 283–306.
- Casson, B., 2004. Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3D des glissements de terrain", PhD Thesis, University of Lyon 1, 279pp.
- Crampin, S., McGonigle, R., Bamford, D., 1980. Estimating crack parameters from observations of P-wave velocity anisotropy. *Geophysics* 45, 345–360.
- Cutlac, O., Maillol, J., 2005. Multi-method geophysical surveys for the study of Holocene landslide deposits. AGU, SEG, NABS and SPD/AAS Joint Assembly, 23–27 May, 2005, New Orleans, USA, Abstr. NS23B-08.
- Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. *Eng. Geol.* 64 (1), 65–87.
- De Montety, V., Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O., Bogaard, T.A., 2006. Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey. *Earth Surf. Processes Landf.* 32 (1), 32–48.
- Dubois, D., Prade, H., 1980. Fuzzy Sets and Systems: Theory and Applications. Academic Press, New York.
- Eissa, E.A., Kazi, A., 1988. Relation between static and dynamic Young's moduli of rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 25 (6), 479–482.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B., Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology* 30 (1–2), 65–78.
- Gallardo, L.A., Meju, M.A., 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 30 (13). doi:10.1029/2003GL017370.
- Glade, T., Stark, P., Dikau, R., 2005. Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction—a case study in Rheinhessen, Germany. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 64 (2), 151–158.
- Godio, A., De Bacco, G., Strobbia, C., 2003. Geophysical characterisation of a rockslide in an Alpine region. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6–11 April, 2003, Nice, France: Geoph. Res. Abstr., 5, p. 12480.
- Grandjean, G., Bitri, A., 2006. 2M-SASW: multifold multichannel seismic inversion of local dispersion of Rayleigh waves in laterally heterogeneous subsurfaces: application to the Super-Sauze earthflow, France. *Near Surf. Geophys.* 4, 367–375.
- Grandjean, G., Sage, S., 2004. JaTS: a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. *Comp. Geosci.* 30, 925–935.
- Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Meric, O., Malet, J.-P., 2006. Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France). *C. R. Acad. Sci.* 338, 587–595.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 177 (2), 127–136.
- Grandjean, G., Hibert, C., Mathieu, F., Garel, E., Malet, J.-P., 2009. Monitoring water flow in a clay-shale hillslope from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach. *C. R. Acad. Sci.* 341, 937–948.
- Herrmann, R.B., 2002. Computer Programs in Seismology. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, USA.
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 34 (8), 1165–1186.

- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environ. Eng. Geosci.* 7, 221–238.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1976. *Fundamentals of Rock Mechanics*, 2nd ed. Chapman and Hall, New York.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N., Orengo, Y., 2009. Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Eng. Geol.* 109, 45–56. doi:[10.1016/j.enggeo.2008.10.005](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.10.005).
- Kahraman, S., 2002. The effects of fracture roughness on P-wave velocity. *Eng. Geol.* 63, 347–350.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F., Rizzo, E., 2004. High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy). *Bull. Eng. Geol. Environ.* 62 (3), 259–268.
- Le Mignon, G., Cojean, R., 2002. Rôle de l'eau dans la mobilisation de glissements-coulées (Barcelonnette — France). In: Rybár, J., Stemberk, J., Wagner, P. (Eds.), *Proceedings of the 1st European Conference on Landslides*. Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 239–245.
- Leucci, G., De Giorgi, L., 2006. Experimental studies on the effects of fracture on the P and S wave velocity propagation in sedimentary rock (Calcarenite del Salento). *Eng. Geol.* 84, 130–142.
- Loke, M.H., 1994. The inversion of two dimensional resistivity data. PhD thesis, Univ. of Birmingham, U.K.
- Malet, J.-P., 2003. Les “glissements de type écoulement” dans les marnes noires des Alpes du sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Doctoral thesis, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I, France.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., Ivanov, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *Lead. Edge* 18, 1392–1396.
- Moos, D., Peska, P., Finkbeiner, T., Zoback, M.D., 2003. Comprehensive wellbore stability analysis utilizing quantitative risk assessment. *J. Pet. Sci. Eng.* 38, 97–109.
- Naudet, V., Lazzari, M., Perrone, A., Loperte, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., 2008. Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy). *Eng. Geol.* 98 (3–4), 156–167.
- Nifle, A., Reynaud, R., 2000. Double representation of information and hybrid combination for identification systems. *Proc. 3rd Int. Conf. on Information Fusion*, Paris, France, vol. 1, pp. 23–30.
- O'Neill, A., Dentith, M., List, R., 2003. Full-waveform P–SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Explor. Geophys.* 34, 158–173.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. SEG, 68th Annual Meeting, New Orleans, USA, Ext. Abstr., pp. 1377–1380.
- Park, C.B., Miller, R.D., Ryden, N., Xia, J., Ivanov, J., 2005. Combined Use of Active and Passive Surface Waves. *J. Environ. Eng. Geophys.* 10, 323–334.
- Schön, J.H., 1996. Physical properties of rocks. *Fundamentals and principles of petrophysics, Handbook of geophysical explorations*. : Seismic Exploration, 18. Pergamon Press, Oxford.
- Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.J., Descloitres, M., 2000. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France). *Surv. Geophys.* 21 (4), 371–390.
- Stokoe II, K.H., Santamarina, J.C., 2000. Seismic-Wave-Based Testing in Geotechnical Engineering. Invited Paper, International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, GeoEng 2000, Melbourne, Australia, pp. 1490–1536.
- Travelletti, J., Malet, J.-P., Hibert, C., Grandjean, G., 2009. Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide (Ubaye Valley, French Alps). *Landslide Processes*, Chap. 2, pp. 203–207.
- Watters, R.J., Zimbelman, D.R., Bowman, S.D., Crowley, J.K., 2000. Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes. *Pure Appl. Geophys.* 157, 957–976.
- Zoback, M.D., Barton, C.A., Brudy, M., Castillo, D.A., Finkbeiner, T., Grollmund, B.R., Moos, D.B., Peska, P., Ward, C.D., Wiprut, D.J., 2003. Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 40, 1049–1076.

Annexe 3

Résumé étendu: Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J-P., Jaboyedoff M. 2008. Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII. Part B5, 485-490.

MONITORING LANDSLIDE DISPLACEMENTS DURING A CONTROLLED RAIN EXPERIMENT USING A LONG-RANGE TERRESTRIAL LASER SCANNING (TLS)

J. Travelletti^{a*}, T. Oppikofer^b, C. Delacourt^c, J.-P. Malet^a, M. Jaboyedoff^b

^a School and Observatory of Earth Sciences, EOST, UMR 7516 CNRS, University Louis Pasteur, France - (julien.travelletti, jeanphilippe.malet)@eost.u-strasbg.fr

^b Institute of Geomatics and Risk Analysis (IGAR), University of Lausanne, Switzerland - (thierry.oppikofer, michel.jaboyedoff)@unil.ch

^c European Institute of Marine Studies, University of Western Britain, Brest, France - christophe.delacourt@univ-brest.fr

Commission V, Working Group V/3

KEY WORDS: Remote sensing, landslide, Laser scanning, Monitoring, Image correlation

ABSTRACT:

A controlled rain experiment has been performed on the Super-Sauze mudslide (South French Alps) in order to better understand the hydrology and mechanics of such type of landslides. The rainfall experiment was conducted during several consecutive days on a plot of about 120 m². The landslide displacements were monitored by Terrestrial Laser Scanning (TLS) during 5 days from July 10-14, 2007 with one scan acquisition per day. The scans were fitted on a stable slope outside the rain area. Three techniques were used to characterize the displacements: the benchmark method, the cloud to cloud comparison method and the shaded relief image correlation method. All techniques indicate an average displacement rate of 3.2 cm.day⁻¹ with a slight acceleration on day 3. The benchmark method allowed to identify the direction of sliding and thus to estimate the dip of the slip surface. Information on the velocity vertical profile can also be derived from the benchmark method.

1. INTRODUCTION

In the South French Alps, the Callovo-Oxfordian clay-shales (e.g. black marls) of the Ubaye Valley present a high susceptibility to weathering and erosion. The landscape is severely affected by many shallow and deep-seated landslides. Among them, the Super-Sauze mudslide is being studied since 10 years to gain more understanding on the factors and mechanisms controlling the behaviour of landslides developed in clay shales.

The Super-Sauze mudslide (Figure 1) is a flow-like landslide characterized by a complex vertical structure associating a slip surface and a viscoplastic plug. Multidisciplinary observations (geology, geomorphology, geotechnics, hydrology; Flageollet *et al.*, 1999) provide substantial information about its geology and geometry. The mudslide material consists of a silty-sand matrix mixed with moraine debris. It extends over an horizontal distance of 850 m and occurs between an elevation of 2105 m at the crown and 1740 m at the toe with an average 25° slope. Its total volume is estimated at 750,000 m³ and creeping velocities range from 0.01 to 0.04 m.day⁻¹ (Malet *et al.*, 2002). These displacements are spatially very variable over all the mudslide, and directly correlatd with the geometry of the covered paleotopography and the presence of water. The paleotopography plays an essential role in the behaviour of the mudslide by delimiting preferential water and material pathways and compartments with different kinematic, mechanical and hydrodynamical characteristics (Malet and Maquaire, 2003). The rate of displacement is directly controlled by the hydrological regime and period of high water levels.

Within most of the year, the mudslide is characterized by nearly saturated conditions.

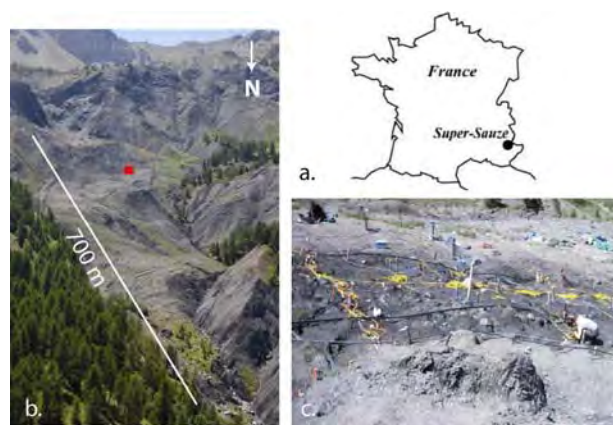


Figure 1. (a) Location of the Super-Sauze mudslide. Aerial view of the mudslide in 2007 and location of the rain experiment (square). (c) Setup of the rain experiment area

In order to better understand the factors controlling the hydrology and the mechanics of the mudslide, a rain infiltration experiment has been conducted in July 2007 (Figure 2). This experiment consisted in applying rain on a representative plot of about 120 m² (7 x 14 m) during 4 consecutive days. The rain consisted in water enriched in chloride and bromide and a rain intensity of 15 mm.h⁻¹ was applied. Geophysical (electrical

* Corresponding author.

resistivity, P-wave velocity), hydrological (soil water content, soil suction, groundwater level, water discharge, soil temperature) and hydrochemical parameters (water quality, water conductivity) were observed before, during, and after the rain experiment at several locations within the experiment plot (Figure 2). The focus of this paper is on the characterization of the landslide kinematics by using a Terrestrial Laser Scanning technology.

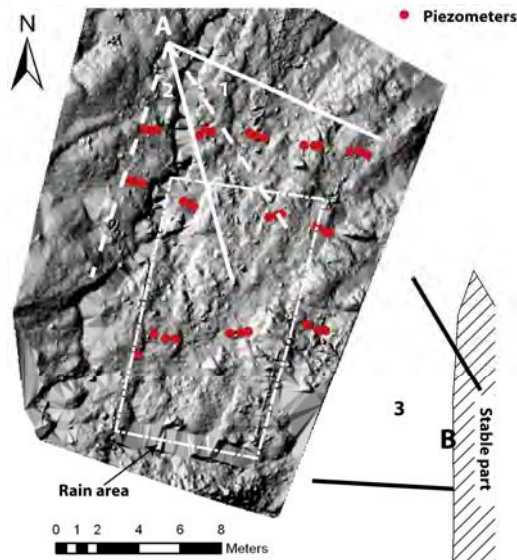


Figure 2. Map of the rain experiment plot and location of the 31 piezometers installed at different depths. Three laser scans were acquired from two viewpoints (A and B) to cover the entire rain plot.

2. METHODOLOGY OF DISPLACEMENT MONITORING

2.1 Terrestrial Laser Scanning technology

The displacement monitoring equipment used in this study is a long-range terrestrial laser scan (TLS) which principle is based on the time-of-flight distance measurements using an infrared laser (Slob and Hack, 2004). This technology is very interesting for monitoring slope displacements because it provides a rapid collection of field topographical data with a high density of points (Rosser et al., 2007; Conforti et al, 2005; Abellan et al, 2006; Monserrat and Crosetto, 2008; Oppikofer et al, 2008).

For the present study, the displacements were monitored by a Optech ILRIS-3D TLS system with a wavelength of 1500 nm. The monochromatic and nearly parallel laser beam is sent out in a precisely known direction. The pulse is back-scattered by the terrain and by several man-made objects such as the piezometer tubes installed on the site, and then recorded by the acquisition system. Knowing the speed of light, the travel time of the signal is then converted into the distance between the scanner and the object. Finally the Cartesian coordinates as well as the intensity of the beam (which is dependant of the object reflectivity) are registered. Mirrors inside the scanner allow the acquisition of a 40° wide and 40° high field of view in a single acquisition with about 2500 pts.s^{-1} . The 3D coordinates of each point are defined by its distance and direction from the scanner. The range of the used TLS is usually up to 800 m. On the field, the scanning

range is difficult to evaluate because the effect of the atmosphere and soil moisture can significantly decrease the reflectivity of the target (Rosser et al., 2007). The resolution depends on the distance to the objects and on the chosen angular spacing between two spots.

1.1 Data acquisition

Displacements during the rain experiment were monitored by time series of TLS point clouds, with an acquisition per day. In order to obtain a complete topographical model of the terrain and of the objects (piezometers, benchmarks) minimizing the shadow zones, three consecutive scans from different viewpoints were carried out (Figure 2). TLS point clouds were acquired from almost the same position and orientation over 4 days from July 10-14, 2007 at noon. The rain experiment was interrupted during the scanning. Ground control points were positioned in the mudslide but outside the rain experiment plot. This ground control points consisted in white CD (diameter of 12 cm) fixed on black and white sticks. Their positions were measured with a DGPS in order to georeference the 3D images.

For the multi-temporal analysis, it was essential to include stable areas into the scanned area (Monserrat and Crosetto, 2008). The three individual scans were then combined using first a manual alignment procedure, and second an automated iterative procedure in order to minimize the alignment error. However, each acquisition has its own reference system. Therefore, they were matched over the stable areas and compared with the reference (first acquisition). All the processing was performed with the Polyworks software (<http://www.innovmetric.com>).

2.2 Displacement characterization and quantification

The displacements were characterized by comparing the acquisition of the first day (reference) with the point clouds of the following days. Three methods were used to quantify the displacement from the original point clouds.

a) The benchmark method (M1): the movement of several objects (e.g. blocks of marls, piezometers, etc) allowed to precisely compute the direction of displacements because the scans from different viewpoints provide a complete 3D description of the objects. For instance, each piezometer can be modeled by fitting a cylinder on the point cloud (Figure 3). The boundaries of the cylinders were determined for 31 piezometers for each scan acquisition. The vectors between the cylinder boundaries of two consecutive dates provide the direction and the amplitude of the displacement. The rebuilding of the piezometer geometry was considered accurate if the diameter of the fitted cylinder is equal to $5 \pm 1 \text{ cm}$. For the area outside the rain experiment plot, a TIN (Triangulated Irregular Network) model was realized on 9 representative blocks. This technique allows to take into account the translational and rotational displacements of all the data points (Monserrat and Crosetto, 2008; Oppikofer et al, 2008).

A 4x4 matrix expresses then the affine transformation of the object geometry at different dates: 9 terms for the rotation, 3 terms for the translation (Stephens, 2000).

b) Cloud to cloud comparison method (M2a-b) : the function "shortest distance" (M2a) available in *Polyworks* consists in computing for each point of a point cloud the distance to its nearest neighbor in the reference point cloud. This method is

particularly useful when the direction of movement is unknown, but has the disadvantages of producing non reliable results because of the rough comparisons between two point clouds. Therefore, the amplitudes of displacement have been computed along the displacement vectors (M2b) determined from the 31 piezometers.

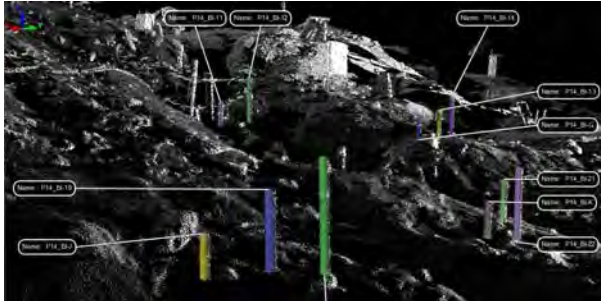


Figure 3. Cylinder fitting on the piezometer point clouds

c) Correlation of shaded relief images (M3): the 2D displacement field of the terrain can be derived by correlating two optical images obtained at different time. This methodology has been applied on aerial and satellite images to measure the displacements generated by earthquakes (van Puymbroeck et al., 2000), landslides (Delacourt et al., 2004) and glacier flow (Kääb, 2002). The image correlation technique is based on the automatic identification of same textures within an image. On stable areas, visible ground features should be superimposed on two successive images. On areas characterized by movements, the visible and recognizable features are shifted by the displacements. In order to quantify the ground displacements, a correlation window is defined on the reference (often the oldest) image. The corresponding window is searched on the second image by maximizing a correlation function (Vadon and Massonnet, 2000, Baratoux et al., 2001). The starting point of the search is the expected position of the window as if no displacement occurred between two acquisitions. The measured shift is directly related to the ground displacement times the pixel size. The process is repeated for each pixel of the reference image. The result is composed of 3 arrays of the same size as the correlated images. The first array contains the shift in lines for each pixel, the second array contains the shift in columns, and the third array indicates the quality of the correlation. The variation of the soil surface state is a factor that deeply influences the quality of the correlation.

The method was applied on shaded relief image of DEMs computed by a linear triangulation of the TLS point clouds assuming a lambertian behaviour of the topography with a cell size of 5 cm. The sun elevation and azimuth parameters are chosen in order to maximize the contrast of the shaded image.

2.3 Characterization of the errors

a) Influence of soil moisture. In order to determine if the soil moisture of the topsoil has a significant influence on the TLS measurements accuracy, some tests were performed. A small plot of marls ($\sim 1 \text{ m}^2$) was progressively wetted while several scans were acquired at a distance of 30 m. Then, the parts of each scan remaining dry were aligned on the reference with an fitting error $< 1 \text{ cm}$. After determination of the difference between the data points ($\sim 3000 \text{ pts}$) of the scans, the mean values (0.3 cm) and the standard deviation (0.2 cm) between the

two scans are minimal. Consequently, the soil moisture has a minor impact on the accuracy of the measurements.

b) Influence of scan assembling. For the benchmark method, the alignment error of the three scans of day+1,+2 and +3 compared to the reference scan is of 1.1 cm ($\sigma < 1.0 \text{ cm}$). for the cloud to cloud method, the comparison between the point clouds is based on the discrepancy of the alignment of the point clouds on the stable areas of the scans, and the mean error is 0.8 cm ($\sigma = 0.6 \text{ cm}$).

c) Accuracy of the shaded relief image correlation. The theoretical accuracy of the method is better than 1/1'000 of pixel (i.e. 0.05 mm for a pixel size of 5 cm, Baratoux et al., 2001). However, the real accuracy depends (i) on the accuracy of the DEM geometry, (ii) on the point cloud density and repeatability and (iii) on the presence of shadows. The accuracy of the DEM geometry is related to the error in the repositioning of the scan points for each acquisition. As the TLS acquisition is not realized at the nadir, some shadows will mask part of the correlated area. The accuracy, estimated by averaging the displacement values in the stable area, is respectively of 2.3 cm ($\sigma = 1.8 \text{ cm}$), 2.5 cm ($\sigma = 1.1 \text{ cm}$) and 3.0 cm ($\sigma = 1.4 \text{ cm}$) for respectively the 11 July, 13 July and 14 July 2007 acquisitions.

3. ANALYSIS OF THE MOVEMENT PATTERN

3.1 Movement pattern of the benchmarks

The sliding direction is identified towards $027^\circ/30^\circ$ ($\sigma = 6.0^\circ$) (Figure 4). The comparison with the reference scan indicates a displacement pattern larger than the accuracy of the method (Table 1). A slight acceleration is noticed for the last days with a mean daily velocity of 2.7 cm.day^{-1} between the 11 and 13 July and 3.9 cm.day^{-1} between the 13 and 14 July.

The displacements computed with the block analysis outside the rain experiment plot indicate that the amplitudes of the displacement are similar to those inside the rain experiment plot.

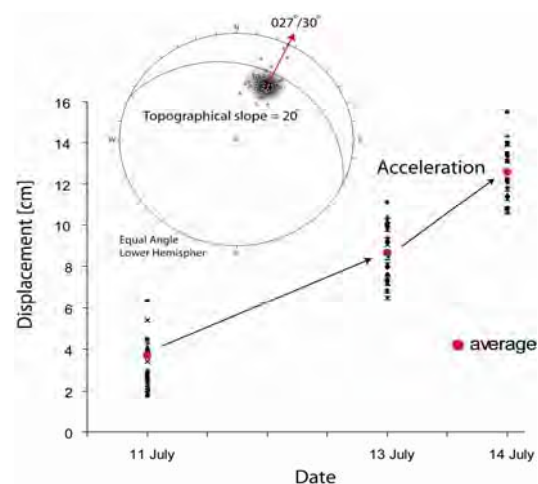


Figure 4. Amplitude and direction (lower hemisphere density stereonet representation) of displacement of 31 piezometers inside the rain experiment plot.

3.2 Movement pattern identified with the cloud to cloud method

A marked relief is needed to reliably detect displacements: terrain perpendicular to the main displacement vectors displays the highest contrast of displacement; inversely, no realistic displacements can be determined for terrain parallel to the main displacement vectors.

The “shortest distance function” indicates displacements affecting both the mudslide and the infiltration plot (Figure 5). However, the computed amplitudes of displacement are less than the displacements computed with the benchmark method (Table 1).

By taking into account the direction of displacement ($027^{\circ}/30^{\circ}$), the displacement field can be computed directly along the

vector. These displacements are larger than the one calculated with the shortest distance function (Table 1).

3.3 Relief image correlation method

The shaded relief image correlation method indicates also an increase of the horizontal displacement with time. The limit of the active area is clearly visible on the maps (Figure 6). Along the profile P1 crossing a stable area and the mudslide, average displacements of the mudslide context respectively 3 cm ($\sigma = 2$ cm), 6 cm ($\sigma = 2$ cm) and 11 cm ($\sigma = 2$ cm) are computed for respectively the 11, 13 and 14 July. The displacements of the piezometers inside the rain experiment plot showed an important spatial variability which is likely due to the method uncertainty (Table 1 and Figure 7).

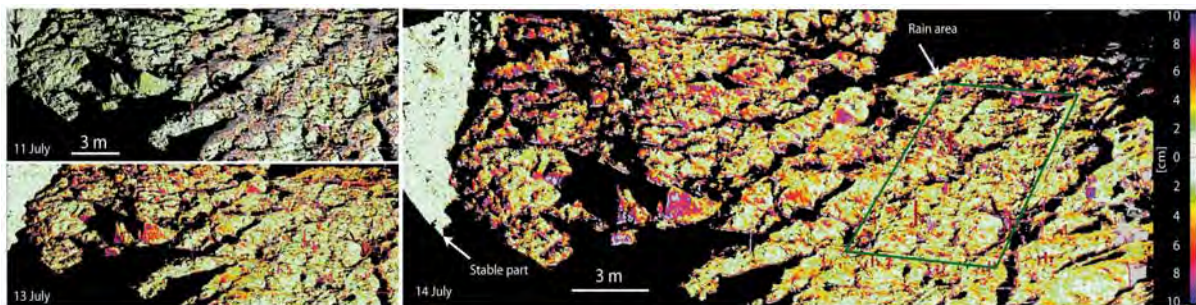


Figure 5. Displacements maps for the 11 July, 13 July and 14 July calculated with the “shortest distance” function.

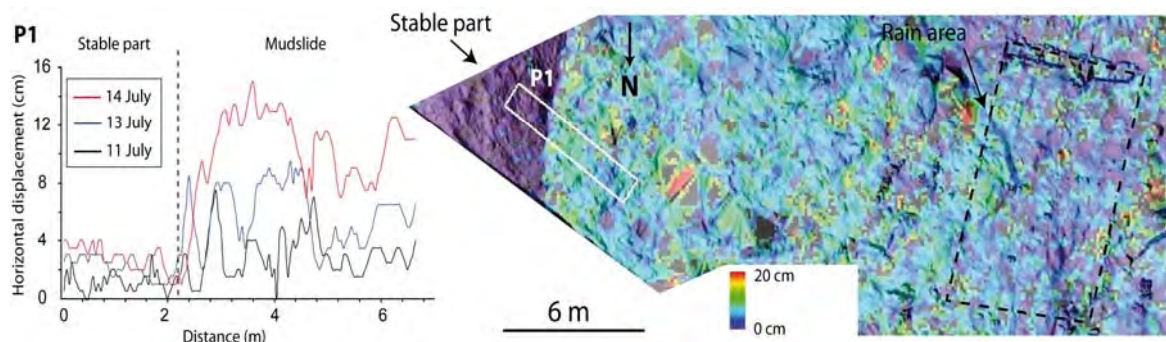


Figure 6. Displacement calculated from 10 to 14 July with the shaded relief image correlation technique. Profile P1 indicates the increasing displacements with time of the mudslide (on the East) in comparison to the stable part (on the West)

	11 July	13 July	14 July
M1	$\mu = 3.2$ cm $\sigma = 0.8$ cm	$\mu = 8.7$ cm $\sigma = 1.2$ cm	$\mu = 12.6$ cm $\sigma = 1.3$ cm
M2a	$\mu = 1.9$ cm $\sigma = 1.1$ cm	$\mu = 5.0$ cm $\sigma = 2.0$ cm	$\mu = 7.2$ cm $\sigma = 2.7$ cm
M2b	$\mu = 2.2$ cm $\sigma = 0.8$ cm	$\mu = 6.9$ cm $\sigma = 2.5$ cm	$\mu = 9.9$ cm $\sigma = 3.1$ cm
M3	$\mu = 3.2$ cm $\sigma = 2.0$ cm	$\mu = 7.1$ cm $\sigma = 2.1$ cm	$\mu = 9.5$ cm $\sigma = 2.2$ cm

Table 1. Average (μ) and standard deviation (σ) of the piezometer displacements calculated with the benchmark technique (M1) the point cloud “shortest distance” (M2a) and “along a vector” (M2b) function and the shaded relief image correlation method (M3)

4. DISCUSSION

4.1 Comparison of techniques

There is no correlation among the displacements calculated with the benchmark method and with the shaded relief image correlation method; this is probably linked to the uncertainty of the correlation due to the presence of shadow zones in the (Figure 7). However, the correlation of the daily average displacements is better and both methods indicate an increase in the displacement rate with time. Globally, the average displacements processed with the correlation method are systematically lower than those processed with the benchmark technique, probably because the displacements calculated with the shaded relief image correlation methods are in 2D.

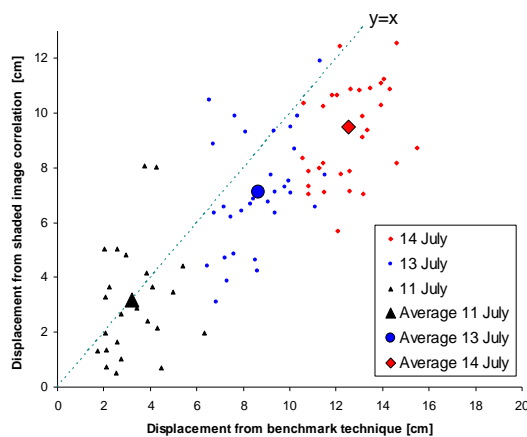


Figure 7. Comparison of the displacements of the 31 piezometers processed with the benchmark method and with the shaded relief image correlation method.

The point cloud method using the “vector” function (M2b) provides the displacements that are the closest to the benchmark method (Figure 8). Indeed, the “shortest distance” (M2a) function underestimates the displacements.

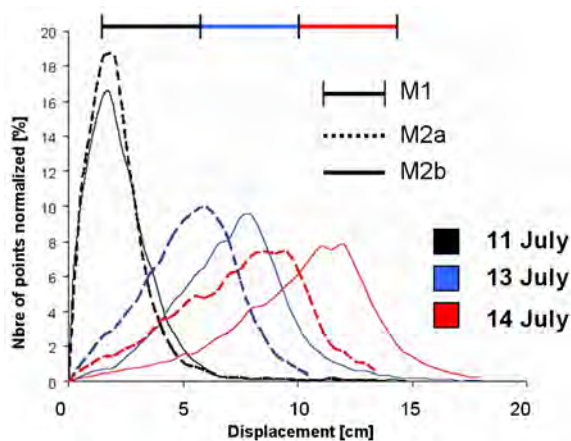


Figure 8. Histogram of displacements for the 31 piezometers with the techniques M1 and M2a-b

4.2 Analysis of the mudslide kinematics

By comparing the displacement computed by TLS with the displacement data monitored by an extensometer (Malet et al., 2002) located close to the infiltration area, the displacement amplitude can be validated (Figure 9). The extensometer indicates an acceleration of the mudslide in July 2007 and the TLS monitoring was performed at the beginning of this acceleration period. From the extensometer data, it cannot be concluded whether the increase in displacement rate is related to additional water inputs to the infiltration area or to a general acceleration of the entire mudslide body.

The dip of the slip surface may explain also why such high displacements affect the infiltration plot. The inclination of the displacement vector is steeper than the inclination of the topographical surface (Figure 4). From the monitoring of the inclination of the piezometers, it can be concluded that the vertical velocity profile is constant over the first 3 m (Figure

10), which is in agreement with the observed inclinometer data (Malet and Maquaire, 2003).

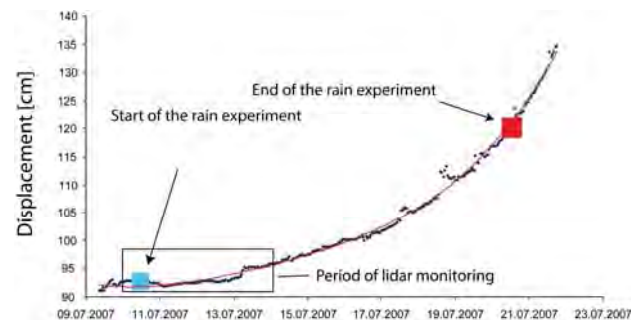


Figure 9. Displacement rate monitored by an extensometer located close to the infiltration plot.

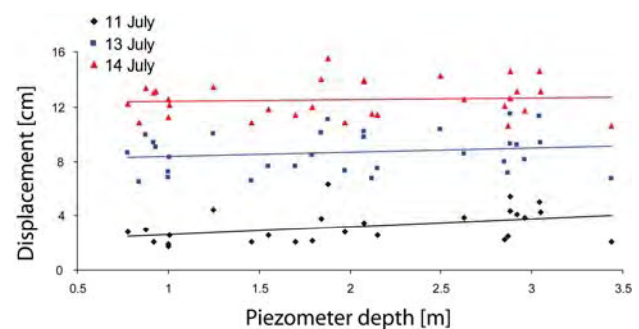


Figure 10. Relation between piezometer depths and their displacement through time.

5. CONCLUSION

TLS monitoring is a powerful technology to detect slope movements over a whole landslide area, but some careful precautions have to be taken into account while acquiring the data in the field. This study demonstrates especially the absolute need to calibrate the scans on stable areas to maximize the accuracy.

From a technical viewpoint, cloud to cloud comparisons give a good approximation of the displacement amplitudes provided that the terrain is the most perpendicular as possible to the sliding direction. Shaded relief image correlation is an interesting alternative if the TLS scans are systematically done at the same spot with a good resolution to discriminate topographical objects. However, the benchmark technique on rebuilt objects is the most reliable method to identify both the direction and amplitude of displacements.

From a thematic viewpoint, TLS monitoring allow to measure average displacement of 3.2 cm.day^{-1} in the direction $027^\circ/30^\circ$, and to estimate the dip of the slip surface ($\sim 30^\circ$). The dip of the slip surface explains partially the large displacement rates of this part of the mudslide.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the European Commission under the Marie Curie Contract 'Mountain Risks: from prediction to management and governance' (MCRTN-035798) and by ANR (France) under contract Ecou-Pref 'Ecoulements préférentiels dans les versants marneux' (05-ECCO-007-04).

REFERENCES

- Abellan, A., Vilaplana, J.M., Martinez, J., 2006. Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Nuria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering geology*, Vol. 88(3-4), pp. 136-148.
- Baratoux D., Delacourt C., and Allemand P., 2001. High Resolution Digital Elevation Model derived from Viking images: New method and comparison with MOLA data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. E12, pp. 32, 927.
- Conforti, D., Deline, P., Mortara, G., Tamburini, A., 2005. Report on the Joint ISPRS Commission VI, Workshop "Terrestrial scanning lidar technology applied to study the evolution of the ice-contact Miage Lake (Mont Blanc, Italy). http://www.innovmetric.com/Surveying/english/pdf/miage_lake.pdf (accessed 11 Jan. 2008).
- Delacourt C., Allemand P., Casson B., and Vadon H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, No. 15, L15619, 10.1029/2004GL020193.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, pp. 65-78.
- Käab A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57, pp. 39-52.
- Malet, J.P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43, pp33-54.
- Malet, J-P. and Maquaire, O., 2003. Black Marls earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in south eastern France). In Picarelli, L. (Ed): *Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, Napoli, Italy, Patron Editore, Bologna, pp. 333-340.
- Monserat, O. and Crosetto, M., 2008. Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 63(1), 142-154.
- Oppifor, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L.H., Derron, M.-H., 2008. Characterization and monitoring of the Aknes Rockslide using terrestrial laser scanning. 4th Geohazards Canadian Congress, University of Laval, Quebec, 20-24 May 2008.
- Rosser, N.J., Petley, D.N., Dunning, S.A., Lim, M. and Ball, S., 2007. The surface expression of strain accumulation in failing rock masses. In: Eberhardt, E., Stead, D. and Morrison, E. (Editors), *Rock mechanics: Meeting Society's challenges and demands. Proceedings of the 1st Canada-U.S. Rock Mechanics Slob, S. and Hack, R. 2004. 3D Terrestrial Laser Scanning as a New Field Measurements and Monitoring Technique. In Hack, R., Azzam, R. and Charlier, R. (Ed): Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe. A European Perspective. Lecture Note in Earth Sciences. Springer, Berlin / Heidelberg, pp. 179-190.*
- Stephens, R., 2000. *Three-Dimensional Transformations, Visual Basics Graphics Programming*. John Wiley & Sons, New York, pp. 419-464.
- Vadon, H. and Massonnet, P., 2000. Earthquake displacement fields mapped by very precise correlation. Complementarity with radar interferometry, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2000, Vol. 6, pp. 2700-2702, Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York, NY, 2000.
- Van Puymbroeck N., Michel R., Binet, R., Avouac, J. P., Taboury J., 2000. Measuring earthquakes from optical satellite images. *Applied Optics*, 39, pp. 3486-3494.

Annexe 4

Article: Niethammer U., James M.R., Rothmund S., Travelletti J., Joswig M. 2011. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. Engineering Geology DOI:10.1016/j.enggeo.2011.03.012



Contents lists available at ScienceDirect

Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo

UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results

U. Niethammer^{a,*}, M.R. James^b, S. Rothmund^a, J. Travelletti^c, M. Joswig^a^a Institute for Geophysics, Universität Stuttgart, Stuttgart, Germany^b Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Lancaster LA1 4YQ, UK^c School and Observatory of Earth Sciences, EOST, UMR 7516 CNRS, University of Strasbourg, Strasbourg, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 November 2009

Received in revised form 17 March 2011

Accepted 18 March 2011

Available online xxxx

Keywords:

Landslide

Remote sensing

UAV

DTM

TLS

Fissures

ABSTRACT

Unmanned aerial vehicles (UAVs) equipped with digital compact cameras can be used to map landslides quickly and at a high ground resolution. Images taken by a radio-controlled mini quad-rotor UAV of the Super-Sauze, France landslide have been used to produce a high-resolution ortho-mosaic of the entire landslide and digital terrain models (DTMs) of several regions. The UAV capability for imaging fissures and displacements on the landslide surface has been evaluated, and the subsequent image processing approaches for suitably georectifying the data have been assessed. For Super-Sauze, horizontal displacements of 7 to 55 m between a high-resolution airborne ortho-photo of May 2007 and a UAV-based ortho-mosaic of October 2008 have been measured. Fixed areas of persistent deformation have been identified, producing fissures of different distributions and orientations comparable to glacial crevasses, and relating directly to the bedrock topography. The UAV has demonstrated its capability for producing valuable landslide data but improvements are required to reduce data processing time for the efficient generation of ortho-mosaics based on photogrammetric DTMs, in order to minimise georeferencing errors.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In order to monitor hazards from active landslides and to understand the processes involved, both spatial and temporal measurements such as displacement rates and extents and changes in the surface topography are required. For these, remote sensing has been an integral method of landslide investigations for many decades, with several different techniques being used. For example, differential InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) enables detailed displacement analysis (Belardinelli et al., 2003), although signal decorrelation due to vegetation changes and sedimentological processes can prevent its use on active landslide surfaces. Passive space-borne imaging is becoming increasingly useful for landslide studies; panchromatic QuickBird satellite images can provide data at a ground resolution of 0.61 m and a repeat acquisition interval of down to 3–4 days (Niebergall et al., 2007). Airborne and terrestrial geodetic LIDAR-scans (Light Detection and Ranging) are powerful tools for rapidly collecting high densities of precise and high-resolution 3D surface point coordinates. The quality of such point clouds is mainly influenced by the roughness and reflectivity of the surface, the measurement incidence angle and the observation range (Cheok et al., 2002; Lichti et al., 2005). From point clouds, high-resolution digital terrain models (DTMs) can be derived with accuracies in the sub-

metre range and, in many cases, surface topography can be determined even in vegetated environments (Carter et al., 2007; van den Eeckhaut et al., 2007). Airborne images can provide important surface textural data, but photogrammetric DTMs are not usually as accurate and precise as airborne LIDAR-based DTMs (Baltasvies, 1999) and topography covered by dense vegetation cannot be reconstructed. Traditional airborne- and satellite-based remote sensing techniques are suitable for landslide detection over areas of multiple square kilometres (Henry et al., 2002). For the Super-Sauze landslide studied here, the geomorphological evolution between 1950 and 1995 has been previously reconstructed from 6 airborne ortho-photographs (1 m ground resolution) and the 6 corresponding DTMs (15 m grid) (Weber and Herrmann, 2000). However, these data were of neither sufficient resolution nor repeat rate to resolve the evolution of small landslide features, such as fissure structures or small displacements, which can provide significant information on landslide dynamics.

Here, we investigate the use of radio controlled unmanned aerial vehicles (UAVs) for making such high-resolution measurements of landslides. The mini-UAV used has the advantage over traditional methods of allowing flexible deployments capable of acquiring both high-temporal and spatial resolution data. Radio controlled UAVs are less expensive with significantly lower operational costs than manned aircraft and, in recent years, mapping and remote sensing applications of UAV-systems have become more common (Everaerts, 2008). In the late 1970s the use of fixed wing remote controlled aircraft was investigated for motorised UAV photogrammetry experiments (Przybilla and Wester-Ebbinghaus, 1979) and, a quarter century later, Eisenbeiss

* Corresponding author.

E-mail address: uwe.niethammer@geophys.uni-stuttgart.de (U. Niethammer).

et al. (2005) generated the first high-resolution digital terrain models (DTMs) using autonomously controlled helicopter UAVs.

Currently, a range of UAV-systems are in use, for example, motorised paragliders (Jütte, 2008), blimps (Gomez-Lahoz and Gonzalez-Aguilera, 2009), kites (Aber et al., 2002) and balloons (Fotinopoulos, 2004). However, many such systems are strongly affected by wind and could only be used infrequently or with difficulty in mountainous terrain. The availability of small high-quality digital cameras has now enabled radio controlled UAV-systems to represent affordable and practical remote sensing platforms, but data analysis challenges remain. For example, in order to utilise standard aerial photogrammetric processing software, UAV-acquired photographs should be acquired in an optimal block configuration alignment, with internally stable camera-systems and minimal optical distortion. These restrictions have previously required the use of fixed-lens SLR cameras, expensive autopilot UAV navigation systems, and driven the development of dedicated photogrammetric software packages (Eisenbeiss et al., 2005).

In 2006, relatively stable quad-rotor helicopter systems became available as open source public domain projects (Mikrokopter, 2010). These systems are suitable for adaptation for use in alpine terrain and are low-cost when compared to commercially available UAV-systems. The goal of this study was to evaluate a UAV-system developed in-house for landslide research. Here, we report on the potential and limitations of such a system, with preliminary results acquired from the Super-Sauze landslide, France. For Super-Sauze, a specific aim was to consider the UAV capability for imaging fissures and displacements on the landslide surface and to assess the subsequent image processing approaches for suitably georectifying the data. Fissures on the Super-Sauze landslide have not been mapped in detail in the past and, although this could be carried out by traditional surveying techniques, the large area of the landslide makes remote sensing an appealing technique for this task. With most fissures around 0.1 m in width, they are not resolvable in satellite data and only imaged infrequently by manned airborne systems. Thus, a UAV-system could offer the opportunity for regular data at a suitable resolution to detect changes in the fissure systems.

For full coverage of the landslide area, a plane-rectified ortho-mosaic of UAV imagery has been constructed and comparisons were made with a previously acquired traditional aerial ortho-photo. However, the use of plane-rectification can result in significant errors in regions of rugged topography, so we explore the application of close range photogrammetry software to enhance the results with a photogrammetric DTM. The close range software can handle convergent imagery from non-metric cameras much more readily than traditional aerial photogrammetry applications, facilitating DTM generation from UAV imagery. The quality of the digital terrain model is assessed by comparison with data from a terrestrial laser scanner (TLS).

2. UAV-system

The UAV-system developed in-house is a low-cost quad-rotor (Figure 1) that has been previously demonstrated to be capable of flying in difficult alpine terrain. When compared to conventional helicopters, quad-rotor systems are more stable with less in-flight vibration and have the mechanical advantage of not requiring a large, variable pitch rotor-unit. Our system was derived from an open source project (Mikrokopter, 2010) and enhanced for landslide studies. A robust aluminium flight frame was developed and the payload of the UAV-system was increased by using more powerful motors and some modifications of the flight control software. The UAV is stabilised by inertial measurement units (IMUs), including three acceleration sensors, three gyroscopes, a three-axis compass, and a pressure sensor, regulated by basic PID (proportional integral differential) loops. Flight endurance (hovering time of the UAV-system) is up to

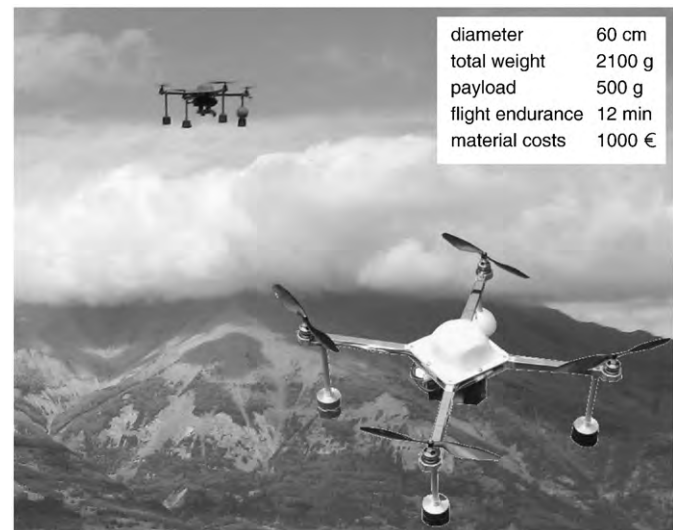


Fig. 1. Quad-rotor system for remote sensing and its main characteristics.

12 min using a lithium polymer battery with a capacity of ~5.0 Ah. Overall UAV-development took about one man year in order to meet all the requirements for operation in difficult alpine terrain.

For image acquisition, a light weight low-cost digital compact camera (Praktica Luxmedia 8213) which supports manual camera settings was used. For all flights the sensitivity, zoom and the aperture were set to fixed values in order to achieve exposure times <1/800 s and the largest visual angle. Without an auto-pilot navigation system to control image acquisition, all photographs were taken in an automatic image-series mode, acquiring one image every 3 s to ensure full coverage.

Our choice of a radio controlled UAV requires the presence of a highly skilled pilot and limits the operational area to the control range of a few hundreds of metres. There are also challenges related to the relatively small payloads, UAV-reliability and the restricted radio-bandwidth for ground communication (Colomina et al., 2007). Although the use of an autonomously controlled UAV could significantly increase the operational area, autonomous control is less able to cope with unpredictable conditions such as gusty winds than an experienced operator. Furthermore, the use of autonomous UAVs is tightly regulated by civil aviation and security authorities, preventing their practical deployment. Our experience is that, particularly in alpine terrain, UAV-based image acquisition requires significant technical skill and a good UAV pilot.

3. Study area and data acquisition

The study was carried out on the Super-Sauze landslide (Figure 2), located on the north-facing slope of the Barcelonnette Basin (Southern French Alps). The landslide has developed in a torrential basin located in the upper part of Sauze torrent, on the left side downstream of the Ubaye valley and is one of several that have been persistently active since the 1970s. The landslide extends over a horizontal distance of 850 m between elevations of 2105 m at the crown, and 1740 m at the toe, with an average slope of 25°. The landslide mainly consists of Jurassic black marls and has a total volume estimated at 750,000 m³. Displacement velocities of the unstable slope range from 0.01 m to 0.4 m per day (Malet et al., 2002; Malet et al., 2005).

In October 2008 a UAV flight campaign was carried out covering the whole sliding area (850×250 m) of the Super-Sauze landslide, acquiring 1486 airborne photographs. Flight planning was carried out



Fig. 2. Location of the study area and upward view of the Super-Sauze landslide. Picture was taken in summer 2006.

in-situ, where the area to be imaged could be observed and suitable locations for takeoff and landing could be identified. After launch, the quad-rotor was guided to an imaging flight altitude of ~200 m to provide a ground resolution of approximately 0.06 m per pixel. However, manual control of the UAV led to deviations in flight altitude between 100 m and 250 m, with corresponding ground resolutions between 0.03 m and 0.08 m. At the imaging altitude the UAV was hovered for about 30 s before vertical landing was initiated. After each flight, the area covered by the acquired photographs was verified on the camera directly.

To enable the images to be georeferenced, 199 targets (~0.4×0.6 m rectangular coloured sheets to ensure visibility) were deployed over the landslide as ground control points (GCPs), and their centroid locations determined with differential GPS (DGPS). Deploying such a number of GCPs requires significant effort but was deemed an appropriate precaution for the initial assessment of UAV use over the landslide. Although long-term DGPS observations of these targets could allow for accurate displacements analysis at each GCP without the need for any UAV flight, such point data could potentially miss areas of interest and would not provide opportunity for the analysis of surface features such as fissures.

To enable a comparison of the UAV results with ground-based data, the topography of the toe-region of the slide was also mapped with a terrestrial laser scanner (TLS). The TLS instrument, an Optech ILRIS-3D, was used from a single site at a mean distance of 150 m from the toe (Figure 3A), producing an average data density of 23,000 points per m² in the image plane perpendicular to the line of sight, and a total of 3×10^6 points. The laser logged the last return from each line of sight in order to minimise undesired returns from vegetation. A stable area outside of the landslide was also included within the scanned area in order to georeference the TLS data. This georeferencing was carried out using a DTM acquired by airborne LIDAR on 22 May, 2007 and supplied by the company SINTEGRA. A traditional aerial ortho-photo from the same overflight, with a ground resolution of 0.2 m, was also provided by SINTEGRA and this has been used to determine displacements in conjunction with our UAV imagery.

4. Data processing

To allow comparison of the UAV data with these other sources, two processing procedures were carried out; generation of an ortho-mosaic and DTM construction of selected areas using close range photogrammetry techniques.

4.1. Ortho-mosaic

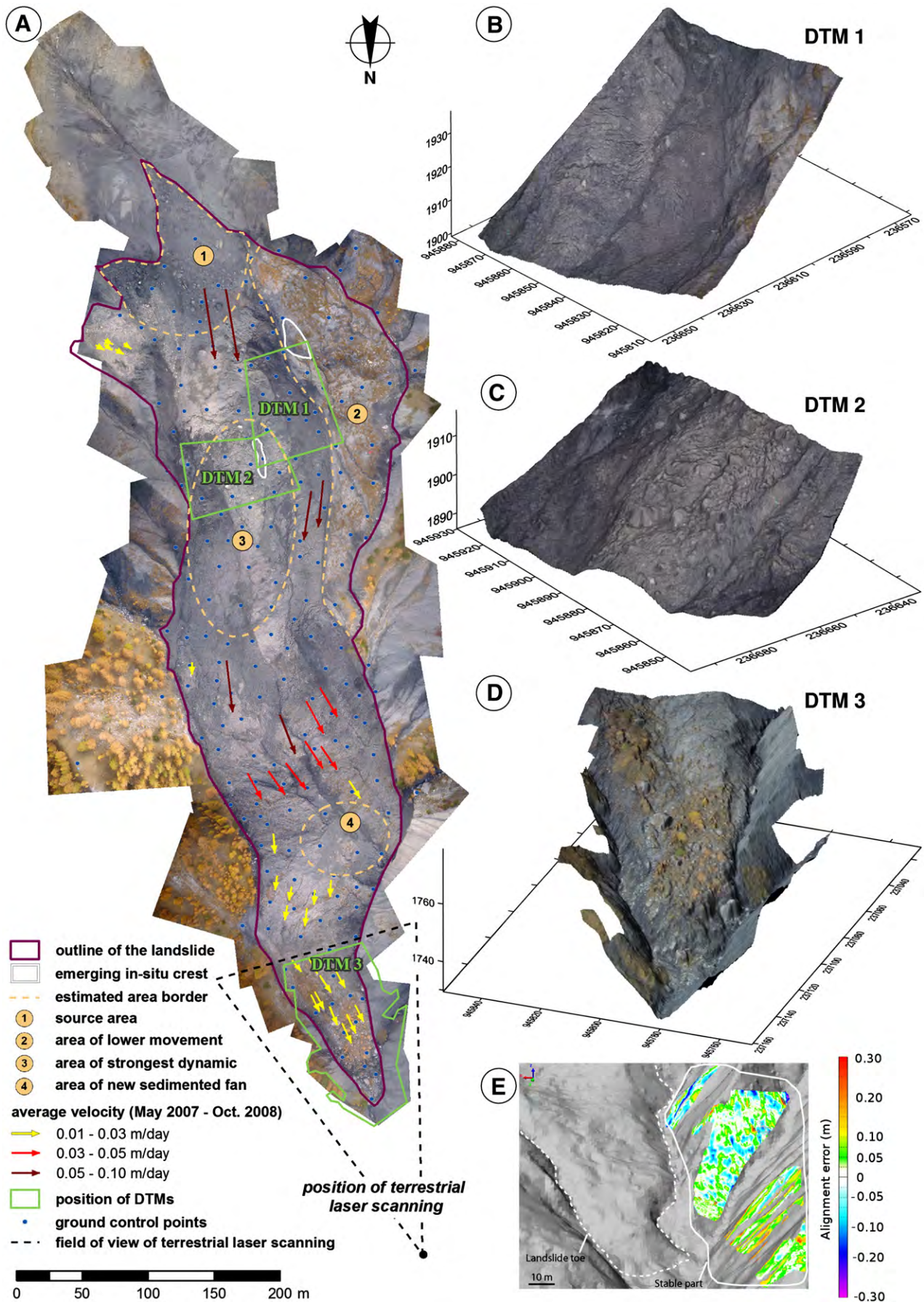
Previous work has shown that a straightforward plane image rectification approach can be used to produce ortho-mosaics suitable for displacement analysis, analysis of soil moisture, as well as an analysis of fissure structures (Niethammer et al., 2009). Here, the best 59 suitable UAV-acquired images were selected for mosaic processing. In a first step, optical (barrel) distortion was corrected using the common third degree polynomial approach (Niethammer et al., 2009). In a second processing step, each image was rectified onto the plane GCP coordinates using one of four non-parametric rectification approaches (projective transformation, piecewise affine transformation and polynomial transformations of the 2nd and 3rd order). For each image, the rectification approach was selected in order to achieve the best result and depended on the relief variation and the number of observed ground control points. In irregular terrain these approximate transformations will not fully account for the effects of relief and residual misalignments within the ortho-mosaic have to be accepted. Finally, all rectified photographs were merged to a uniform high-resolution ortho-mosaic with a spatial resolution of 0.04 m. Automatic colour correction was carried out within OrthoVista software (OrthoVista, 2010) by applying a global tiling adjustment function which compares overlapping areas of images and then computes radiometric adjustment parameters for each image. All images were then merged into a seamless mosaic by an adaptive feathering image blending algorithm within OrthoVista (Figure 3A).

4.2. Photogrammetric DTM

DTM generation was carried out using VMS close range photogrammetry software (VMS, 2010) and an image matching algorithm, GOTCHA (Gruen Otto–Chau) from the University College London (Otto and Chau, 1989). Three regions of the Super-Sauze landslide were analysed (Figure 3), representing the areas best covered by multiple images. Two of these cover the upper reaches (DTM 1 and 2, Figure 3B and C, from 10 and 6 images respectively) and one covers the toe-region (DTM 3, Figure 3D, from 30 images). With TLS data only covering the toe-region, the DTM analysis was restricted to DTM 3 of the toe-area.

For DTM creation, observations of ground control points in the selected images were used to calculate initial camera orientations (positions and pointing directions) using a preliminary estimated camera model defining principal distance only. The photogrammetric network produced was densified by incorporating additional tie points generated with GOTCHA. GOTCHA is a dense matching algorithm capable of generating patch-based (rather than feature-based) matches for each pixel of an image. The output was then reduced to a few thousand matches distributed over the images and a self-calibrating network adjustment was carried out in which the errors in the GCP positions, camera orientations and the camera model (principal distance, two radial and two tangential distortion components, principal point offsets and an affinity term) were simultaneously minimised.

The optimised locations for the 16 GCPs in the toe-region (Figure 3A) showed RMS position residuals (from the original GCP coordinates) of 0.023, 0.018 and 0.019 m in *x*, *y*, and *z*. As is standard in rigorous close range photogrammetry procedures, VMS calculates the measurement precision within the photogrammetric network (Cooper and Robson, 2001). Average precisions for all the GCPs were 0.079, 0.079 and 0.185 m in *x*, *y*, and *z*, reflecting mean image residuals of 1.4 pixels in both *x* and *y*. Such precisions and residual magnitudes are poorer than it is possible to achieve with oblique photogrammetric networks of environmental scenes; for example, over similar observation distances, Chandler et al. (2002) obtained control point measurement precisions that were generally <20 mm for monitoring river channel change. However, such results generally require careful image acquisition



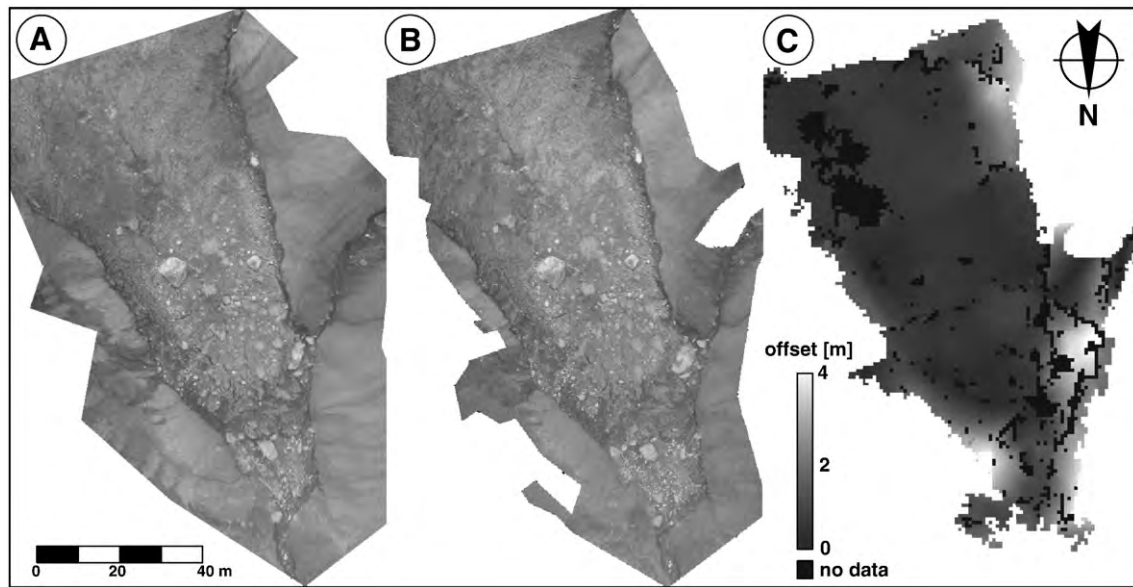


Fig. 4. Comparison between the ortho-mosaic (A) and a DTM-derived ortho-photo (B) of the toe-region. (C) Horizontal offsets determined by GOTCHA image matching.

planning and the use of an SLR camera, options that are not available when using small, manually controlled UAVs. Nevertheless, compact cameras have been shown to have sufficiently stable imaging geometries for photogrammetric work (Wackrow et al., 2007) and precisions of 20 mm may exceed the requirements of remote sensing of mass-movement phenomena. For example, the precisions here are better than those required and achieved by James et al. (2007) who used a ground-based SLR for assessing lava flows. In future work, one of the easiest ways to increase the precision of the UAV-based DTMs would be to reduce the size of the GCP targets, which were not originally selected for use with VMS. The algorithms in VMS to automatically locate control target centroids are optimised for use with circular retroreflective targets (Robson and Shortis, 1998) and perform best when targets are 5 to 10 pixels across in images. Consequently, centres of the large, rectangular GCPs are not as accurately located within the images as they could be, and GCP residual errors would probably be reduced if smaller, circular targets were employed.

For the creation of DTM 3, 17 of the 30 images in the network overlapped suitably to contribute to the final surface model. After image matching, the output was refined by eliminating outliers, weak matches (e.g. points with significant residuals, poor precisions or matched in only two images) and points clearly influenced by vegetation cover. The resulting point clouds were then interpolated over a 0.2 m grid using kriging in Surfer software (Surfer, 2010).

4.3. Terrestrial laser DTM

TLS data processing was performed using Polyworks software (Polyworks, 2010). The landslide surface is nearly free of vegetation. Trees, stumps and bushes were easily identifiable in the TLS point clouds and could be removed manually without any automatic filtering. In some minor parts of the landslide toe, sparse vegetation, such as grass (less than 0.1 m high) was present. Its effect on the elevation accuracy is smoothed by a 0.2 m grid interpolation, thus leading to a maximum error less than 0.1 m in elevation. However, many automatic filtering methods can be used to remove vegetation (Prokop and Panholzer, 2009). They are useful when vegetation is dense and the affected point

cloud covers a large area which was not the case in the present study. Georeferencing was achieved by aligning stable topography adjacent to the landslide to equivalent data in the 2007 airborne LIDAR DTM (Figure 3E). This was carried out using an automated iterative closest point algorithm (ICP), with an initial manual alignment to ensure that the ICP did not converge on a local minimum (Lee et al., 1999). This georeferencing method is often applied in areas where access is difficult and where precise GCP reflectors cannot be readily installed, issues typical of landslide areas where slopes of more than 60° can be present (Travelletti et al., 2008; Oppikofer et al., 2009). After alignment, the mean 3D misfit in the stable area was quantified to be 0.05 m with a standard deviation of 0.16 m. The TLS data were then resampled and interpolated to generate a DTM with a 0.2 m grid.

5. Results and discussion

5.1. Ortho-mosaic and DTM quality

Errors within the georeferencing of the ortho-mosaic were quantified by comparison of all 199 GCP locations to their DGPS-measured locations. Within the boundary of the sliding area the mean error was 0.5 m, with a standard deviation of 0.57 m and a maximum misalignment of 3.9 m. However, large misalignments between 2.0 m and 3.9 m were only located at the margins of the landslide and, away from the boundary, accuracies can be considered to be ~0.5 m. In the toe-region, the ortho-mosaic could also be compared with UAV images ortho-rectified within VMS software using the photogrammetry-derived DTM 3 (Figure 3D). Horizontal offsets were determined by image matching (using GOTCHA) and show similar magnitudes to those of the full ortho-mosaic GCPs (Figure 4A), with the largest values located near the slide boundary.

The quality of the photogrammetric DTM was assessed by subtracting the overlapping TLS DTM (Figure 5A and B). In the vertical direction the RMS difference is 0.31 m although maximum deviations reach +3.44 to −4.08 m. The most significant errors are induced by some small trees and bushes, the effects of which could not be reliably removed from the photogrammetric DTM. However,

Fig. 3. A: Ortho-mosaic of the Super-Sauze landslide of October 2008 with ground control points (GCPs), horizontal surface displacement vectors colour coded by average movement velocity (May 2007–October 2008), different areas of dynamics and sedimentation, locations of the DTMs and the position and field of view of the terrestrial laser scanner survey. B–D: DTM 1–3 overlain with an ortho-image. E: Alignment error between the TLS DTM (October 2008) and airborne LIDAR DTM (May 2007) of the stable topography adjacent to the toe-region of the landslide.

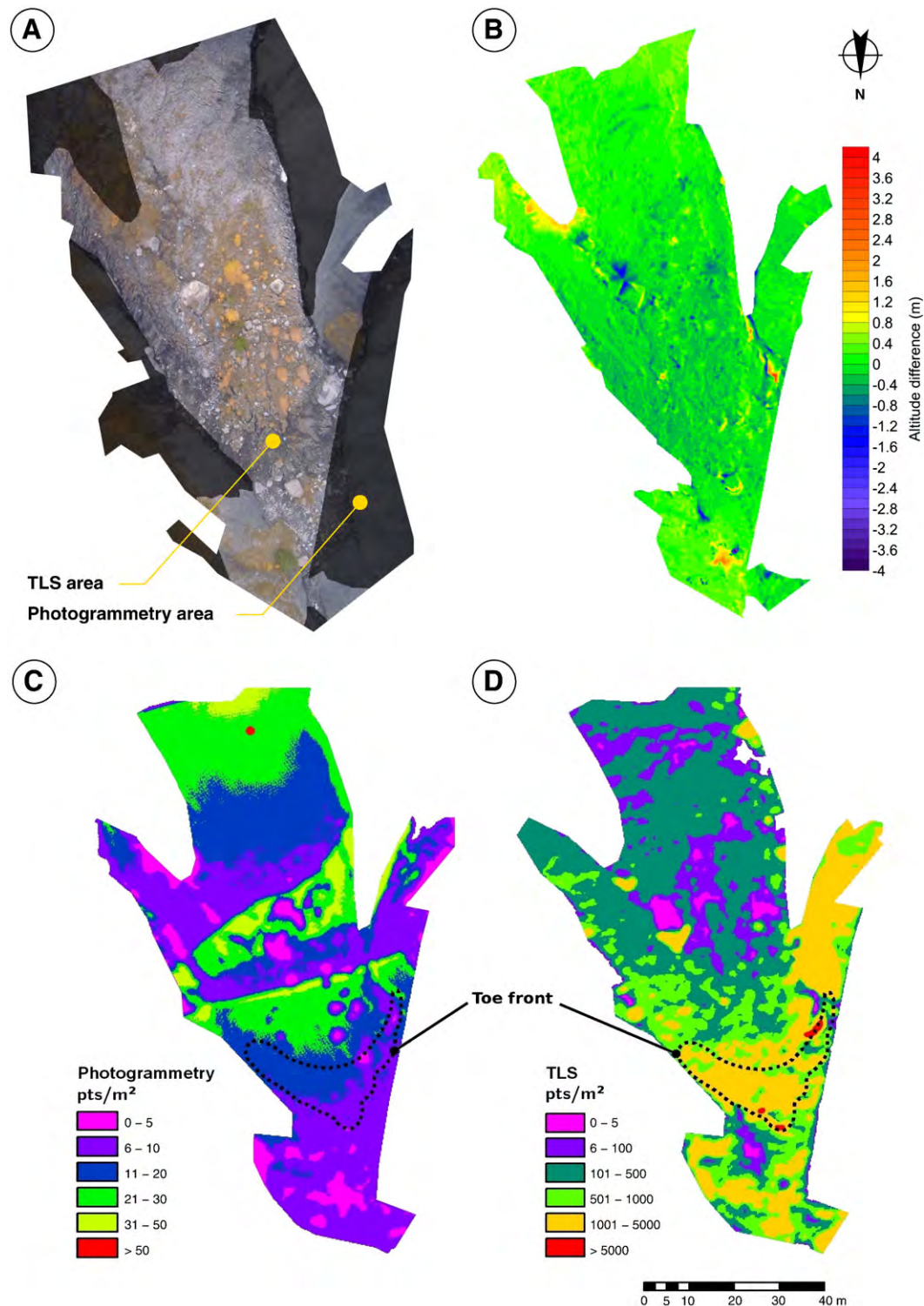


Fig. 5. DTM precision analysis at the toe-region; A: texture of the toe-region, B: elevation differences between TLS and photogrammetric DTM, C: point-density of the photogrammetry data, and D: point-density of the TLS data.

vegetation correction on landslides has been managed by applying non-uniform vegetation-height surfaces (Martha et al., 2010), but such procedures were not warranted in this work because the most significant vegetation errors were localised and occurred only at the margins of the DTMs. Further sizable differences occur on the steepest sides of large blocks. On the northern faces, where the block surface is nearly perpendicular to the TLS line of sight (Figure 3A), the TLS point

cloud is much denser than the photogrammetric one. For example, Figure 5C and D shows that in the steep front of the toe, the point cloud of the TLS is two orders of magnitude denser than the point cloud of the photogrammetry.

However, the TLS can only observe one side of a block and the other, shadowed, side has to be interpolated. In shadow areas, the zero point density results in predicted elevations that reflect the

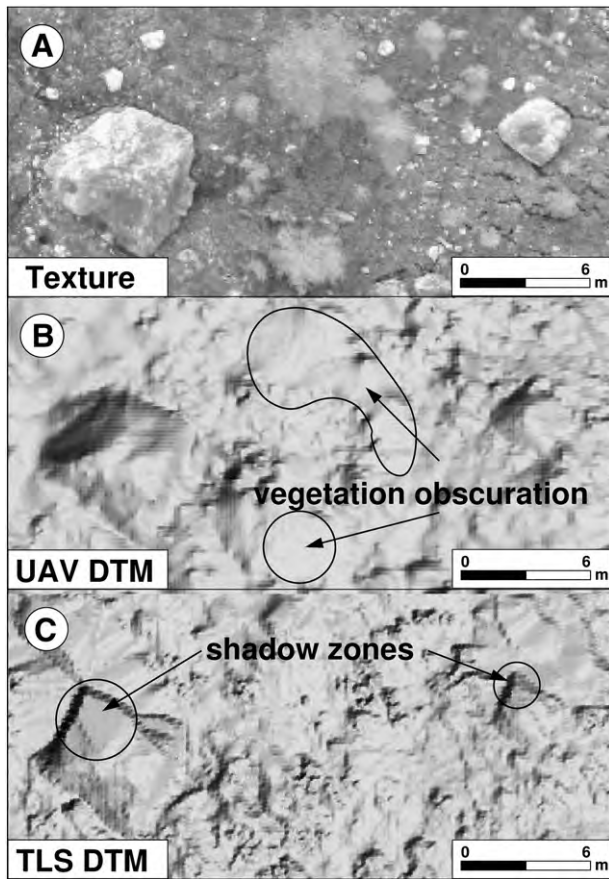


Fig. 6. DTM artefacts resulting from shadow zones in TLS data and vegetation obscuration in the UAV-based DTM.

interpolation technique used rather than any real measurements (Figure 6C). Nevertheless, such regions are observed fully by the UAV. In regions of low vegetation, such as grass or small shrubs, it is difficult to completely remove vegetation returns from the TLS point cloud and this can lead to some small artefacts in the TLS DTM (Figure 6A and C). On the other hand the photogrammetric approach can fail in areas of low image contrast or shadowing (for example, on some large blocks, Figure 6A and B). Dense vegetation cannot be penetrated and can give poor or no results during image matching (Figure 6A and B). It can be

concluded that both DTMs must be regarded with caution. Each set of data and method can have advantages and limitations (Kerle, 2002).

5.2. Surface displacements

Our UAV-based displacement analysis of the Super-Sauze landslide was carried out by comparing the ortho-mosaic from October 2008 with the aerial ortho-photo from May 2007 in a geographical information system (GIS). Horizontal displacements were measured by identifying corresponding features and areas, such as rocks, stones and parts of vegetation patches in both images (Figure 7A and B). In principle, such analysis could be attempted by automated image matching (e.g. using correlation-based methods), but due to the resurfacing changes over the 17-month interval, this would be ineffective with the available image pair. However, automated image matching should be possible between UAV-derived ortho-mosaics acquired at shorter interval periods, and the use of more sophisticated object- or feature-based matching like scale-invariant feature transform (SIFT) could also be investigated (Lowe, 2004; Leprince et al., 2008).

Horizontal displacements between 7 and $55 \text{ m} \pm 0.5 \text{ m}$, as well as varying displacement directions were detected (Figure 3A). However, several regions could not be successfully analysed due to a lack of clear surface features in both image sets (area 3 in Figure 3A). Comparisons were also prevented in areas of resurfacing by either new fine-grained sediments (the left part of area 3 and area 4, Figure 3A) or the rapid accumulation of both boulders and sediments (particularly in the source region, area 1, Figure 3A). Area 2 (Figure 3A) is characterised by very low velocities, and displacements could not be resolved in this area. Converting all identified displacements to daily average displacement rates gives the range of 0.01 to $0.1 \text{ m} \pm 1 \text{ mm}$ per day for the period between May 2007 and October 2008. In the source area, displacement rates are up to three times greater than the long-term average (Amitrano et al., 2007) (Figure 8) and approximately two times greater than the average in other regions of the landslide. This suggests that the May 2007 to October 2008 period represented (or encompassed) a period of significantly greater dynamics than normal for the Super-Sauze landslide.

Displacements of the Super-Sauze landslide have been measured on the ground since 1991 by GPS, geodetic and strain instruments (Amitrano et al., 2007). Between 1996 and 2004, average velocities were in the range of 0.002 to 0.03 m per day, but velocities up to 0.4 m per day may be observed each year in the spring season (Amitrano et al., 2007). Monitoring of continuous displacements and pore water

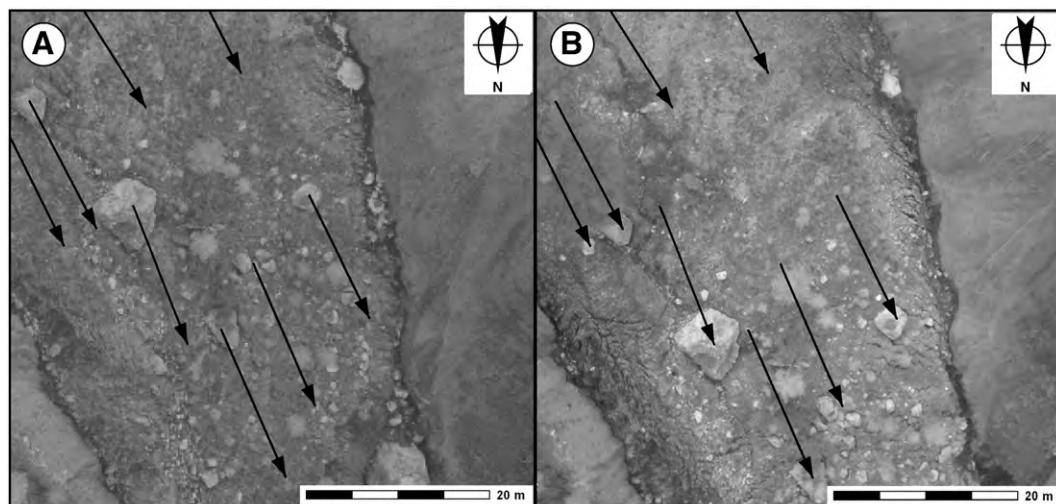


Fig. 7. Horizontal displacement analysis of the toe-region between the airborne ortho-photo of May 2007 (A) and the UAV-based ortho-mosaic of October 2008 (B).

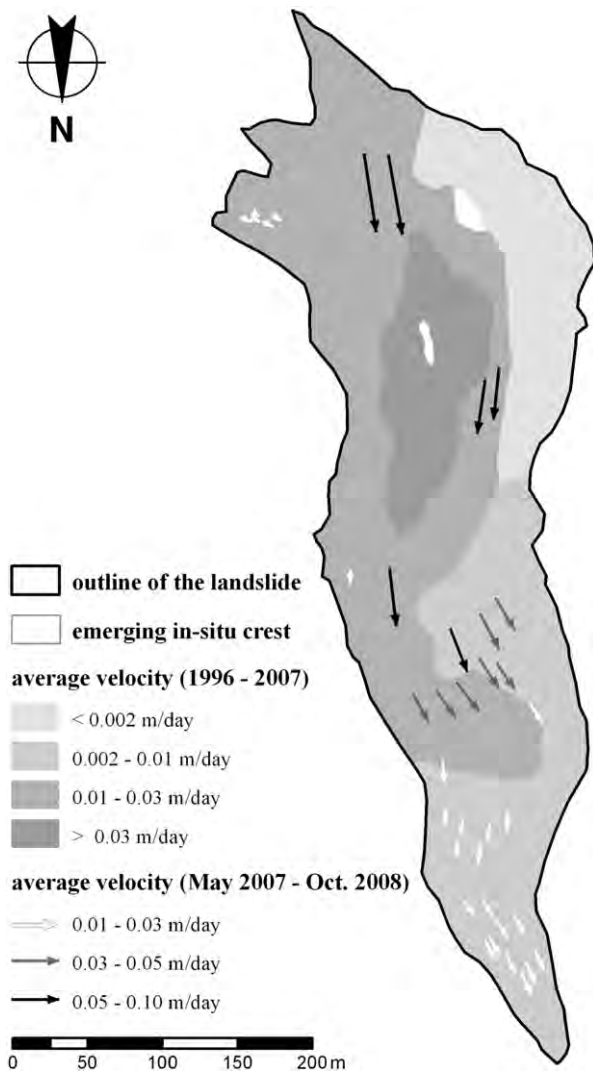


Fig. 8. Horizontal surface displacement vectors (May 2007–October 2008), colour coded by average movement velocity and long-term average movement velocity map (1996–2007), (Amitrano et al., 2007).

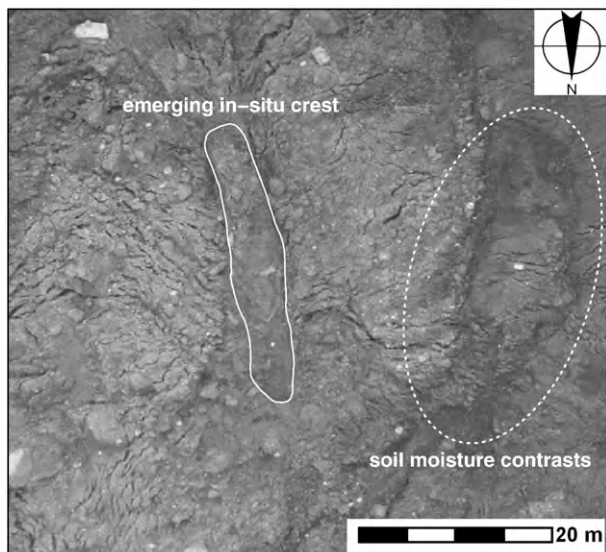


Fig. 9. Emerging in-situ crest, fissures (e.g. shear fissures) and soil moisture contrasts (detail of UAV-based ortho-mosaic of October 2008).

pressure have demonstrated that seasonal landslide accelerations are controlled by hydro-climatic conditions and that the long-term behaviour is characterised by continuous movements with a seasonal trend of two acceleration periods (spring and autumn) and two deceleration periods in summer and in winter (Malet and Maquaire, 2003). Such seasonal movement differences cannot be resolved over a 17 month-period. With the capability for providing regular surveys, UAVs could significantly assist in the spatial assessment of landslide displacement. However, despite the high-resolution of the imagery, the general georeferencing accuracy here of ~0.5 m (resulting from the use of plane-rectification approximations in constructing the ortho-mosaic), could restrict the usefulness of UAV mosaics collected over intervals much shorter than a year. Consequently, effort is required to streamline photogrammetric DTM creation from the UAV images, so that the full landslide area can be efficiently reconstructed and used to increase the accuracy of the orthorectification process.

5.3. Fissures

Many tension- and desiccation cracks and fissures are present on the surface of the Super-Sauze landslide. Tension fissures can be ~20 m long, up to 0.4 m wide and reach 1 m in depth (Grandjean et al., 2007). In October 2008 most of the fissures were ~0.1 m in width and are observable in the UAV ortho-mosaic (Figure 9).

Inspection of the fissures in the ortho-mosaic was carried out in a GIS. Despite the downhill movement of the landslide, superficial fissures arise in the same regions of the landslide each year, demonstrating that their locations are controlled by interactions with the paleotopography of the buried bedrock. At the Super-Sauze landslide, longitudinal, transverse, shear, and cross-shaped fissures (Figure 10) have been classified as the principal fissure types (Walter et al., 2009), with their positions and orientations indicating different styles of deformation and development (Parise, 2003).

Similarities between the observed fissure patterns and those of glacial crevasses suggest a comparable genesis. Landslide dynamics may also be analogous to those of glaciers, resulting from either, or both, sliding and flowing (Kääb, 2002; Malet et al., 2005; Amitrano et al., 2007). Glacial dynamics and crevasses have been well studied (Wilhelm, 1975; Hambrey and Alean, 1994; Hambrey and Lawson, 2000) and crevasse distribution linked to changes in bedrock topography and the lateral bedrock boundaries. For example, longitudinal fissures occur in the direction of movement where an extension of the pathway is initiated. Transverse fissures occur in regions of changes in the decline of the subsurface bedrock slope (Wilhelm, 1975; Varnes, 1978; Hambrey and Alean, 1994). Marginal or shear fissures mostly occur at lateral boundaries between bedrock and the landslide material as result of the velocity gradient (Wilhelm, 1975). In Super-Sauze, such fissures also appear within the landslide material along emerging in-situ bedrock crests (Figures 9 and 10). More intricate fissures, such as cross-shaped, may result from a combination of dynamics induced by complex bedrock topography.

Our observations support previous work indicating that stable buried bedrock crests directly affect the behaviour and dynamics of the entire landslide, and that sliding material is 'canalised' by the gullies between crests (Flageollet et al., 2000; Malet, 2003).

Regularly acquired UAV-derived fissure maps could provide valuable spatial data to augment ground-based studies aimed at understanding the links between the sliding material and the bedrock. For example, nanoseismic monitoring can now resolve the low amplitude signals of fracture processes within sedimentary landslide material (Walter et al., 2009 and this issue). Combining these data with high-resolution UAV-based snapshots of fissure distributions and their temporal development could provide valuable insights into the flow dynamics. Furthermore, soil moisture changes suggest to be detectable in contrast variations in UAV images of the landslide surface (Figure 9). This may indicate a promising new approach for

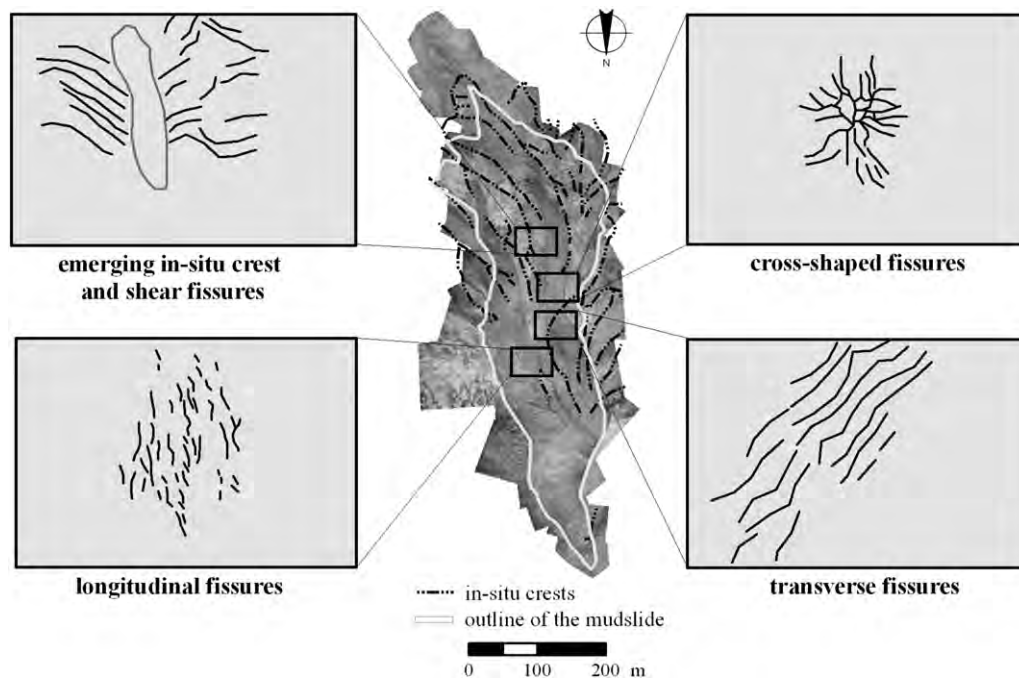


Fig. 10. Principal fissure types: shear fissures, cross-shaped fissures, longitudinal fissures and transverse fissures identified in the ortho-mosaic 2008 of Super-Sauze landslide.

high spatial resolution assessment of surface soil moisture, capable of assisting in the quantification of preferred infiltration pathways (for example through fissures), that remains a challenging problem (Krzeminska et al., 2009).

6. Conclusions

In this study it has been shown that radio controlled low-cost UAVs can deliver high-resolution remote sensing data on landslides. The proposed UAV-based remote sensing approach shows significant potential for the production of high-resolution ortho-mosaics and DTMs that enable the analysis of fissures and surface displacements. The manual data acquisition and processing procedures used require a significant amount of time, but progress is already being made to streamline data processing by using automated targetless structure-from-motion and multiview-stereo approaches to derive the topographic surface (Niethammer et al., 2010). Integrating such DTM generation (which includes camera model refinement), and possibly also vegetation removal, into the ortho-mosaic pipeline, will significantly reduce errors in the final ortho-mosaic of the Super-Sauze landslide.

The high-resolution of the UAV images and the resulting ortho-mosaic allowed analysis of fissure patterns and different arrangements (longitudinal, transverse, shear and cross-shaped fissure distributions) were identifiable. The fissures are comparable to glacial crevasses where similar dynamics take place and their patterns reflect the interactions between the sliding material and the bedrock. The UAV imagery thus supports prior observations that buried bedrock crests directly affect the behaviour and dynamics of the entire landslide (Malet, 2003).

The comparison between the plane-rectified UAV ortho-mosaic and an earlier ortho-photo revealed horizontal displacements between 7 and $55 \text{ m} \pm 0.5 \text{ m}$, representing daily average displacements rates in the range of 0.1 to $0.01 \text{ m} \pm 1 \text{ mm}$ per day, between May 2007 and October 2008. Despite the high-resolution of the imagery, errors resulting from the plane-rectification degrade the georeferencing accuracy to $\sim 0.5 \text{ m}$ over most of the landslide. Although acceptable when calculating displacement rates over periods of a year, errors of this magnitude would be restrictive for

analyses over shorter intervals, and hence could limit the usefulness of the UAV's capability to regularly acquire data.

Consequently, ortho-rectification using photogrammetric DTMs is advised. A DTM of the toe-region of the Super-Sauze landslide, constructed using close range photogrammetry software, has been compared with TLS data of the same area giving an RMS of height difference values of 0.31 m . Although TLS-based point clouds are denser than photogrammetric derived point clouds, TLS data are subject to shadowing due to the oblique view point. Such shadows are minimised in nadir UAV-acquired images and a large scale data acquisition can be obtained more effectively by UAV.

Acknowledgements

We thank all colleagues from the OMIV project (Observatoire des Instabilités de Versants) for the helpful discussions and their support in the field. The authors are grateful to Jean-Philippe Malet (School and Observatory of Earth Sciences, University of Strasbourg) for providing several datasets. Our thanks also go to Eberhard Claar (Institute for Geophysics, Universität Stuttgart) who built significant components of the quad-rotor systems. The work was supported by the DFG within the project FOR 581 'Natural Slopes' and by the European Commission within the Marie Curie Research Training Network Mountain Risks: from prediction to management and governance (MCRTN-035798). Prof. S. Robson and Prof. J. P. Muller (UCL, London) are thanked for ongoing support through the use of VMS and the Gotcha stereo matching engine respectively. We also like to thank the reviewers for their constructive comments and suggestions.

References

- Aber, J.S., Aber, S.W., Pavri, F., 2002. Unmanned small-format aerial photography from kites for acquiring large scale, high-resolution, multiview-angle imagery. Proceedings of Pecora 15, Land Satellite Information IV/ISPRS Conference Commission I/FIEOS, Denver, CO, USA.
- Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2007. Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. Bull. Soc. Géol. Fr. 178 (2), 149–157.
- Baltsavias, E.P., 1999. A comparison between photogrammetry and laser scanning. ISPRS J. Photogramm. Remote Sensing 54, 83–94.

- Belardinelli, M.E., Sandri, L., Baldi, P., 2003. The major event of the 1997 Umbria-Marche (Italy) sequence: what could we learn from DInSAR and GPS data? *Geophys. J. Int.* 153 (1), 242–252.
- Carter, W.E., Shrestha, R.L., Slatton, K.C., 2007. Geodetic laser scanning. *Phys. Today* 60 (12), 41–47.
- Chandler, J., Ashmore, P., Paola, C., Gooch, M., Varkaris, F., 2002. Monitoring river-channel change using terrestrial oblique digital imagery and automated digital photogrammetry. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 92, 631–644.
- Cheok, G.S., Leigh, S., Rukhin, A., 2002. Technical report: calibration Experiments of a Laser Scanner. U.S. National Institute of Standards and Technology, Report No NISTIR, p. 6922.
- Colomina, I., Aigner, E., Agea, A., Pereira, M., Vitoria, T., Jarauta, R., Pascual, J., Ventura, J., Sastre, J., Brechbühler, G.P., Derani, A., Hasegawa, J., 2007. The uVISION project for helicopter UAV photogrammetry and remote-sensing. *Proceedings of the 7th Geomatic Week, Barcelona, Spain*.
- Cooper, M.A.R., Robson, S., 2001. Theory of close range photogrammetry. In: Atkinson, K.B. (Ed.), *Close Range Photogrammetry and Machine Vision*. Whittles Publishing, Caithness, p. 371.
- Van den Eeckhaut, M.V., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Nyssen, J., Moeyersons, J., Beek, L.P., Vandekerckhove, L., 2007. Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surf. Process. Landforms* 32 (5), 754–769.
- Eisenbeiss, H., Lambers, K., Sauerbier, M., 2005. Photogrammetric recording of the archaeological site of Pinchango Alto (Palpa, Peru) using a mini helicopter (UAV). *Proceedings of the 33rd CAA Conference, Tomar, Portugal, 21–24 March 2005*.
- Everaerts, J., 2008. The use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for remote sensing and mapping. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing Spatial Information Sciences XXXVII Part B1, Beijing 2008*.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2000. The 3D structure of the Super Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Phys. Chem. Earth* 25 (9), 785–791.
- Fotiniopoulos, V., 2004. Balloon photogrammetry for archaeological surveys. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XX ISPRS Congress, Istanbul, Turkey, XXXV-B5*, pp. 504–507.
- Gomez-Lahoz, J., Gonzalez-Aguilera, D., 2009. Recovering traditions in the digital era: the use of blimps for modelling the archaeological cultural heritage. *J. Archaeol. Sci.* 36 (1), 100–109.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 178 (2), 127–136.
- Hambrey, M., Alean, J., 1994. *Glaciers*. Cambridge University Press, New York.
- Hambrey, M.J., Lawson, W.J., 2000. Structural styles and deformation fields in glaciers: a review. In: Maltman, A.J., Hubbard, B., Hambrey, M.J. (Eds.), *Deformation of Glacial Materials: Geol. Soc. Spec. Publ.*, 176, pp. 59–83.
- Henry, J.-B., Malet, J.-P., Maquaire, O., Grussenmeyer, P., 2002. The use of small-format and low-altitude aerial photos for the realization of high-resolution DEMs in mountainous areas: application to the Super-Sauze earth-flow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surf. Process. Landforms* 27 (12), 1339–1350.
- James, M.R., Pinkerton, H., Robson, S., 2007. Image-based measurement of flux variation in distal regions of active lava flows. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 8, Q03006. doi:10.1029/2006GC001448.
- Jütte, K., 2008. Vergleich verschiedener low-cost Luftbildaufnahmesysteme sowie Einsatz von Drohnen: Grenzen und Möglichkeiten. Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Der gepixelte Wald – Fachtagung zur Forstlichen Fernerkundung.
- Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sensing* 57, 39–52.
- Kerle, N., 2002. Volume estimation of the 1998 flank collapse at Casita volcano, Nicaragua: a comparison of photogrammetric and conventional techniques. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 759–772.
- Krzeminska, D.M., Bogaard, T.A., Debieche, T.-H., Marc, V., Ponton, J., Malet, J.-P., 2009. Quantitative analysis of preferential flow during small scale infiltration tests on an active mudslide, French Alps. In: Malet, J.-P., Rémaitre, A., Boogard, T. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling*. CERG Editions, Strasbourg, pp. 151–156.
- Lee, B.U., Kim, C.M., Park, R.H., Nurre, J.H., Corner, B.R., 1999. Error sensitivity of rotation angles in the ICP algorithm. *SPIE Proc. A* 3640, 146–156.
- Leprince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., Avouac, J.-P., 2008. Monitoring earth surface dynamics with optical imagery. *EOS Transactions American Geophysical Union* 89 (1).
- Lichti, D.D., Gordon, S.J., Tipdecho, T., 2005. Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner networks. *J. Surv. Eng.* 131 (4), 135–142.
- Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International J. Computer Vision* 60 (2), 91–110.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43 (1–2), 33–54.
- Malet, J.-P., 2003. Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Phd thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364 pp.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., 2003. Black marl earthflows mobility and long term seasonal dynamic in southeastern France. In: Picarelli, L. (Ed.), *Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation*. Bologna, Patron Editore, pp. 333–340.
- Malet, J.-P., van Asch, Th.W.J., van Beek, R., Maquaire, O., 2005. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5 (1), 71–85.
- Martha, T.R., Kerle, N., Jetten, V.G., van Westen, C.J., Kumar, V., 2010. Landslide volumetric analysis using Cartosat-1-derived DEMs. *IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.* 7 (3), 582–586.
- Mikrokoetter, 2010. Official Mikrokoetter Open Source Quad-Rotor Homepage. <http://www.mikrokoetter.com>. (accessed 1 August 2010).
- Niebergall, S., Loew, A., Mauser, W., 2007. Object-orientated analysis of very high-resolution QuickBird data for mega city research in Delhi/India. *Proceedings of the Urban Remote Sensing Joint Event, Paris*. ISBN: 1-4244-0712-5. 8 pp., IEEE 07EX1577.
- Niethammer, U., Rothmund, S., Joswig, M., 2009. UAV-based remote sensing of the slow-moving landslide Super-Sauze. In: Malet, J.-P., Rémaitre, A., Boogard, T. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling*. CERG Editions, Strasbourg, pp. 69–74.
- Niethammer, U., Rothmund, S., James, M.R., Travelletti, J., Joswig, M., 2010. UAV-based remote sensing of landslides. *Int. Arch. Photogram. Rem. Sens. Spatial Inf. Sciences*, vol. XXXVIII. ISPRS Comm. V., Newcastle-upon-Tyne, U.K.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M.-H., Metzger, R., 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9 (3), 1003–1019.
- OrthoVista, 2010. Official OrthoVista Software Homepage. <http://www.orthovista.com>. (accessed 1 August 2010).
- Otto, G.P., Chau, T.K.W., 1989. Region-growing algorithm for matching of terrain images. *Image Vision Comput.* 7 (2), 83–94.
- Parise, M., 2003. Observation of surface features on an active landslide, and implications for understanding its history of movement. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3, 569–580.
- Polyworks, 2010. Official Invometric Software Homepage. <http://www.inovmetric.com>. (accessed 1 August 2010).
- Prokop, A., Panholzer, H., 2009. Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 1921–1928.
- Przybilla, H.-J., Wester-Ebbinghaus, W., 1979. Bildflug mit ferngelenktem Kleinflugzeug. *Bildmessung und Luftbildwesen Zeitschrift fuer Photogrammetrie Fernerkundung* 47 (5), 137–142.
- Robson, S., Shortis, M.R., 1998. Practical influences of geometric and radiometric image quality provided by different digital camera systems. *Photogrammetric Record* 16 (92), 225–248.
- Surfer, 2010. Official Golden Software Homepage. <http://goldensoftware.com>. (accessed 1 August 2010).
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.-P., Jaboyedoff, M., 2008. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *Int. Arch. Photogram. Rem. Sens.* 37 (Part B5), 485–490.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslides – Analysis and Control: Rep. Natl. Res. Coun. Transp. Res. Board*, vol. 176, pp. 11–33.
- VMS, 2010. Official VMS Software Homepage. <http://www.geomsoft.com>. (accessed 1 August 2010).
- Wackrow, R., Chandler, J.H., Bryan, P., 2007. Geometric consistency and stability of consumer-grade digital cameras for accurate spatial measurement. *Photogrammetric Record* 22 (118), 121–134.
- Walter, M., Niethammer, U., Rothmund, S., Joswig, M., 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *EAGE First Break* 27 (8), 75–82.
- Walter, M., Arnhardt, C., Joswig, M., this issue. Seismic monitoring of rockfalls, subsurface fracture processes, and superficial fissure development at the Super-Sauze, French Alps, mudslide. *Eng. Geol.*
- Weber, D., Herrmann, A., 2000. Contribution of digital photogrammetry in spatio-temporal knowledge of unstable slopes: the example of the Super-Sauze landslide (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 171 (6), 637–648.
- Wilhelm, F., 1975. *Schnee- und Gletscherkunde*. Walter de Gruyter Press, Berlin, New York.

Annexe 5

Article: Spickermann A, Travelletti, J., van Asch, T.W.J., Malet J-P. soumis a. Development of a dynamic approach to model slow moving landslides in black marls. Soumis à Earth Surface Processes and Landforms

A dynamic model to quantify the development of slow-moving landslides in clayey soils

Anke Spickermann^{1,2}, Julien Travelletti^{1,3}, Jean-Philippe Malet¹, Theodor. W. J. van Asch⁴

¹ Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, Université de Strasbourg / EOST, Strasbourg, France

² Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Water Resources Section, Delft University of Technology, Delft, Netherlands

³ GEOPHEN-LETG, CNRS UMR 6554, Université de Caen Basse-Normandie, Caen, France

⁴ Utrecht University, Faculty of Geosciences, Utrecht, Netherlands



ABSTRACT: The objective of this paper is to develop a model for slow-moving active slides in clayey sediments to reproduce certain patterns of motion, as acceleration deceleration events, and to understand by numerical modelling the mechanisms that might be responsible for the observed motion pattern. Analysis of controlling factors and mechanisms is a basic requirement for the prediction of the temporal pattern of slow-moving landslides which can exhibit sudden acceleration.

It is well known that shear viscosity and the evolution of pore water pressures are key parameters to understand the dynamics of landslides. Commonly landslides are modelled by using a viscous component as the main controlling mechanism. Nevertheless since each landslide has its own pattern of activity computer models have to be customized for the particular problem. Special importance is attached to the description of the development of the model used in this work to provide a framework that can be adjusted to similar problems.

In a first stage the performance of the conceptual approach has been tested by means of a small-scale slope experiment, i.e. by a flume test. Then the approach has been applied to the Super-Sauze landslide, a typical and well-documented example of an active landslide occurring in black marls.

Using a mainly viscous approach it is shown that the influence of increasing pore water pressures is underestimated when the failed mass accelerates. Velocity increase is improved by defining the viscosity in dependency of pore water pressure ratio. Deceleration that takes place under nearly constant pore water pressures is mainly controlled by viscosity.

KEYWORDS: Landslides, Dynamic modelling, Black marls, Viscosity, Pore water pressure

Introduction

The hazard caused by active landslides that move continuously over long periods of time often consists of sudden and unexpected acceleration events (van Asch and Malet, 2009). Mostly in coarser grained materials those acceleration events are often correlated to the hydrological conditions of the slope and related to rainfall and snow melting (François et al. 2007, Laloui et al. 2009). However the correlation is not straightforward since each landslide has its own pattern of activity according to its geo-morphological, geological, hydro-geological and mechanical context (van Asch et al. 2007, Picarelli et al., 2005). The movements of active landslides in fine-grained materials are not exclusively but mainly related to pore water pressure fluctuations and a viscous component, which are difficult to distinguish (Ledesma et al., 2009).

The focus of this study is the analysis of the kinematics of slow-moving landslides in fine-grained soils. Investigating the controlling factors (e.g. such as the shear zone geometry and rheology) and the mechanisms (such as changes in pore water pressures and rate-dependent material behaviour) that influence landslide kinematics (van Asch et al 2007) is a basic requirement for the prediction of acceleration periods and

hence in the assessment and management of the potential landslide hazard.

Dynamic modelling can help to analyse the complex and spatial distributed displacement pattern of the failure mass and in contrast to static modelling in can take into account the development of velocity over longer time periods. A compact summary of previous works with respect to dynamic models, which are usually distinguished in lumped mass and continuum approaches, is given in Hungr (1995).

Whereas advanced constitutive (hydro-mechanical) models that can take into account the effects resulting from the rheology of the material are still restricted to the usage of two-dimensional (2D) models complex 3D structures are normally analysed by conceptual approaches (Corominas et al., 2005; Ledesma et al., 2009). Nowadays developments in new techniques concerning direct and indirect sub-surface investigations allow for a 3D reconstruction of the sub-surface geometry. Because of scale effects (stress-dependent material behaviour, representative sampling volume, etc.) it is very difficult to determine the rheology of the landslide material by soil-mechanical or geotechnical tests. Therefore it is decided to focus on the usage of complex 3D topographies (bedrock and

landslide topography) and to accept the uncertainties related to the rheology.

The continuum model used to study the slow movements in clayey soils is based on the conservation of momentum given by the common approach of the depth-integrated form of the Navier-Stokes equation of motion considering an incompressible flow (e.g. Hungr, 1995; Denlinger and Iverson, 2001; Mangeney et al., 2007; Begueria et al., 2009; Hungr & McDougall, 2009).

In contrast to the modelling of rapid landslides (debris flows, debris avalanches, as performed e.g. by the before-mentioned authors: Hungr, 1995; Denlinger and Iverson, 2001; Mangeney et al., 2007; Begueria et al., 2009; Hungr & McDougall, 2009) in which the moving mass above the complete height is treated as a one phase homogeneous fluid-like material (Savage & Hutter, 1989) several studies of slow-moving landslides introduce a shear zone and a viscous component that is usually dependent on the velocities in the shear zone (van Asch and van Genuchten, 1990; van Asch et al., 2006; van Asch et al., 2007; Corominas et al., 2005; Ledesma et al., 2009; Ranalli et al., 2010). It is noted that applying the concept of equivalent fluid to the rheological behaviour of the landslide material or to the material of the shear zone provide simple solutions for practical modelling. The parameters that define the material behaviour have to be derived from back-analysis of monitored landslides and are disparate from the constitutive parameters measured in classical soil mechanical experiments (Hungr, 1995; van Asch et al., 2007).

The main objective of this study is to develop a simple dynamic approach that is capable to reproduce the spatial and temporal varying velocity pattern of clayey slides taking into account the influence of topography, viscosity and pore water pressure changes. A detailed documentation of the process of model development shall provide a framework to the reader that can be modified easily and adjusted to similar problems. For that reason numerical modelling in combination with physical modelling in terms of small-scale flume tests is carried out for the analysis of the Super-Sauze mudslide. While computer simulation is conducted to investigate the effects of topography and shear zone thickness the flume test is basically used to validate the developed dynamic approach.

Dynamic Model: assumptions and equations

Factors and mechanisms controlling the kinematics in the study area are hypothesised to be :

- the topography of the landslide body, bedrock and shear zone,
- the rate dependent behaviour of the material in the shear zone, and
- pore water pressures.

(a) The model is implemented in the GIS scripting language PCRaster (Karssen et al., 2001) which facilitate the utilisation of complex topographies through digital elevation models (DEM). Whereas the topographies of the bedrock and the surface are given the thickness of the shear zone d referred to the bedrock (Fig. 1) has to be assumed.

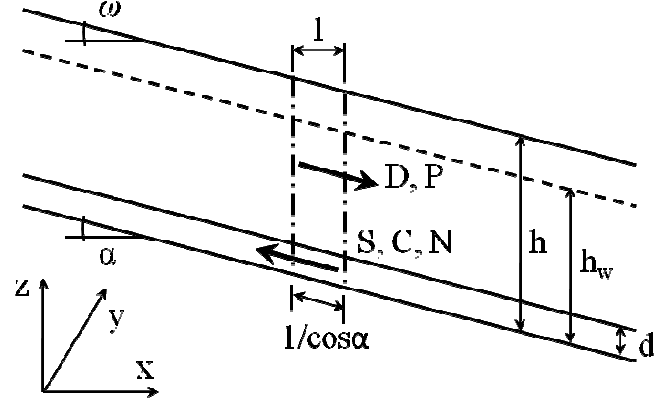


Figure 1. Scheme of the driving and resisting stresses calculated by the theory of infinite slope.

To analyse the influence of the geometry of the shear zone d is defined by either entering a constant shear zone thickness (if $d < h$, else $d=h$) or as a function of the height of the moving mass h , the gradient of the bedrock topography or the gradient of the landslide surface.

Adopting the theory of infinite slope (e.g. Duncan and Wright, 2005) the occurrence of motion requires the existence of driving stress components that exceed the resisting stress components, i.e. the shear resistance of the material defined here by the Mohr-Coulomb criteria, which are both dependent on pore water pressure. Introducing the Mohr-Coulomb instability criterion together with a

(b) viscous component into the equation of motion (Eq. 1) a viscoplastic model is created that is capable to account for slow and continuous movements with constant velocities (van Asch & van Genuchten, 1990; van Asch et al., 2006; Corominas et al., 2005; Ledesma et al., 2009; Ranalli et al., 2010):

$$\rho h \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \cdot \mathbf{v} \right) = \hat{\mathbf{D}} + \hat{\mathbf{P}} - \hat{\mathbf{S}} - \hat{\mathbf{C}} - \hat{\mathbf{N}}, \quad (\text{Eq. 1})$$

with \mathbf{v} the velocity, ρ the density and h the height of the moving mass referred to the bedrock topography.

input parameters

$$\rho, \rho_w, r_p, h_{(bed)}, h_{(top)}, \varphi, c, \eta, \beta, t, \Delta t, h_{tax}$$

initial values, n=0

$$h_i^n = h_{(top)i}^n - h_{(bed)i}^n \quad (1)$$

$$\tan \alpha_i = \nabla h_{(bed)i}^n \quad (2)$$

$$\tan \omega_i^n = \nabla h_i^n \quad (3)$$

$$P_{ba,i}^n = r_{pi}^n \rho g h_i^n \cos \alpha_i \quad (4)$$

$$D_i^n = g \sin \alpha_i \cos \alpha_i \quad (5)$$

$$K_0 = 1 - \sin \varphi \quad (6)$$

$$P_i^n = g K_0 \tan \omega_i^n \cos \alpha_i \quad (7)$$

iteration: n=1, n

$$\tan app \varphi_i^n = (1 - r_{pi}^n) \tan \varphi \quad (8)$$

$$S_i^n = g \cos^2 \alpha_i \tan app \varphi_i^n \quad (9)$$

$$C_i^n = \frac{c}{\rho h_i^n} \quad (10)$$

$$a_i^n = f(h_i^n, \nabla h_{(bed)i}, \nabla h_i^n) \quad (11)$$

$$0 = D_i^n + P_i^n - S_i^n - C_i^n - N_i^n$$

$$\Delta v_i^n = a_i^n \left(\frac{(D_i^n + P_i^n - S_i^n - C_i^n) \rho h_i^n \Delta t}{\eta} \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad (12)$$

$$v_i^{n+1} = v_i^n + \Delta v_i^n - (v_i^n \nabla \cdot v_i^n) \Delta t \quad (13)$$

$$h_i^{n+1} = h_i^n - h_i^n \Delta t \nabla \cdot v_i^{n+1} \quad (14)$$

$$P_{wi}^{n+1} = P_{wi}^n - \Delta t \nabla \cdot (P_{wi}^n v_i^{n+1}) \quad (15)$$

$$P_i^{n+1} = P_i^n - \Delta t \nabla \cdot (P_i^n v_i^{n+1}) \quad (16)$$

$$P_{imin}^n \leq P_i^n \leq P_{imax}^n$$

$$K_{act(min)} = \tan^2 \left(45^\circ - \frac{app \varphi_i^n}{2} \right)$$

$$K_{pas(max)} = \tan^2 \left(45^\circ + \frac{app \varphi_i^n}{2} \right)$$

$$P_{imin/max}^n = K_{act(min)/pas(max)} g \frac{\partial h}{\partial x} \cos \alpha_i$$

$$r_{pi}^n = \frac{P_i^n}{\rho g h_i^n} \quad (17)$$

Symbols:

n	iteration number
i	cell number
∇	Nabla operator $\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$
z	axis in vertical direction
t	total time [s]
Δt	time step [s]
g	gravity acceleration [m/s ²]
h	height of landslide [m]
$h_{(top)}$	height of landslide surface [m]
$h_{(bed)}$	height of bedrock [m]
$h_{(tax)}$	parameter to smooth the height [-]
d	height of shear zone [m]
ρ	density [t/m ³]
ρ_w	density of water [kN/m ³]
φ	friction angle [°]
$app \varphi$	apparent friction angle [°]
c	cohesion [kPa]
η	viscosity [kPa s]
β	empirical parameter [-]
r_p	pore water pressure ratio
α	slope of bedrock surface [°]
ω	slope of landslide surface [°]
P_w	pore water pressure [kPa]
D	driving stress component [kPa]
P	driving lateral stress component [kPa]
S	resisting stress (friction) component [kPa]
C	resisting stress (cohesion) component [kPa]
N	resisting stress (viscosity) component [kPa]
v	velocity [m/s]

Figure 2. Numerical integration scheme of the dynamic model used to analyse the kinematics of slow-moving landslides.

Dividing the equation by ρh leads to Eq. 2:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \nabla \cdot \mathbf{v} = \mathbf{D} + \mathbf{P} - \mathbf{S} - \mathbf{C} - \mathbf{N}, \quad (\text{Eq. 2})$$

with $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$ the Nabla operator, \mathbf{D} the gravitational

stress and \mathbf{P} the lateral stress ranging between two extreme values according to the active and passive Rankine's state (e.g. Lambe and Whitman, 1969), as driving components, and with \mathbf{S} (c) the 'apparent' frictional stress reduced by pore water pressure, \mathbf{C} the cohesion stress and \mathbf{N} the viscous stress, as resisting components (Fig. 1).

For the viscous component, two constitutive laws have been introduced in Eq. 3, the Bingham model if the empirical parameter $\beta = 1$ (expressing a linear relationship between

viscous stresses and strain rate) and the Herschel-Bulkley model if $\beta \neq 1$ (Beguiria et al., 2009):

$$\mathbf{N} = \eta \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right)^\beta = \eta \left(\frac{\mathbf{v}}{d} \right)^\beta, \quad (\text{Eq. 3})$$

with η as the viscosity and d as shear zone thickness.

The initial pore water pressure p_w (Duncan and Wright, 2005) is induced by a selected pore water pressure ratio (Eq. 4):

$$r_p = \frac{\gamma_w h_w}{\rho g h} = \frac{p_w}{\rho g h}, \quad (\text{Eq. 4})$$

in which g is gravity, γ_w is the specific weight and h_w the height of the ground water level referred to the bedrock topography (Fig. 1), and considered by calculating the 'apparent' friction angle (Eq. 5):

$$\tan \varphi_{app} = (1 - r_p) \tan \varphi \quad (\text{Eq. 5})$$

i.e. by introducing a reduced shear resistance.

The height of the landslide as well as

(c) pore water pressures and the lateral pressure are assumed to change due only to strain rate concurrent with the continuity equations (Eqs. 6, 7, 8)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (h\mathbf{v}) = 0, \quad (\text{Eq. 6})$$

$$\frac{\partial p_w}{\partial t} + \nabla \cdot (p_w \mathbf{v}) = 0, \quad (\text{Eq. 7})$$

$$\frac{\partial \mathbf{P}}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{P}\mathbf{v}) = 0, \quad (\text{Eq. 8})$$

resulting in an increase in height, pore water pressure and lateral stress under compression and in a decrease due to extension. In contrast to Eq. 6, it is not necessarily true to set the left terms in Eqs. 7 and 8 to zero. Those relations are dependent on the considered problem, e.g. water balance (inflow, outflow), drained or undrained (development of excess pore water pressure) conditions, and have to be formulated individually.

With the momentum equation (Eq. 1) and the conservation statements (Eqs. 6-8) the problem is defined completely and in this work solved by an explicit integration scheme using Eulerian coordinates and the method of finite differences. The integration scheme is given in Figure 2.

In the integration scheme the viscous stress of one time increment is assumed to be described by Eq. 9:

$$\Delta \mathbf{N} = \eta \left(\frac{\Delta \mathbf{v}}{d} \right)^\beta = \mathbf{D} + \mathbf{P} - \mathbf{S} - \mathbf{C}, \quad (\text{Eq. 9})$$

leading to the velocity increment (Fig. 2, (12))

$$\Delta \mathbf{v} = d \left(\frac{\Delta \mathbf{N}}{\eta} \right)^{\frac{1}{\beta}}. \quad (\text{Eq. 10})$$

Substitution of the right term of Eq. 2 with Eq. 10 results in Eq. 11:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{\Delta \mathbf{v}}{\Delta t} = \mathbf{v}. \quad (\text{Eq. 11})$$

Therefore the new velocity $\Delta \mathbf{v}_i^{n+1}$ (Fig. 2, (13)) is calculated by Eq. 12:

$$\frac{\Delta \mathbf{v}_i^{n+1} - \Delta \mathbf{v}_i^n}{\Delta t} + \mathbf{v}_i^n \nabla \cdot \mathbf{v}_i^n = \mathbf{v}_i^n. \quad (\text{Eq. 12})$$

Characteristics of the Super-Sauze mudslide

Reworked Callovo-Oxfordian black marls of the South French Alps can be characterized as a fine-grained material that is highly prone to hydrological triggered landslides (Maquaire et al., 2003; Malet, 2003; Malet et al., 2007). The most typical landslide type observed in reworked black marls is a mudslide that moves continuously over long distances (hecto-metric to kilometric) and over long periods of time.

The Super-Sauze landslide located in the Barcelonnette Basin in the upper part of the catchments basin of the Sauze torrent is one typical example of a slow-moving mudslide that occurs in reworked black marls that has been monitored for 15 years. The construction of a detailed three-dimensional (3D) geometrical

model of the landslide is given in Travelletti & Malet (2011) and the complex topography illustrated in Figure 3.

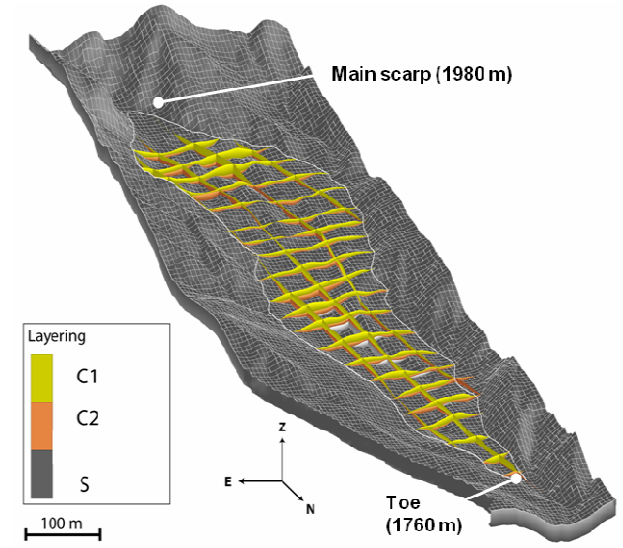


Figure 3. 3D geometrical model of the Super-Sauze landslide according to Travelletti & Malet (2011).

The vertical structure of the landslide can be described by a superficial unit (C1) with a thickness ranging between 5 to 9 m (velocity $> 1.16 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$) including a shear surface identified at a depth between 5 and 8 m, a deeper unit (C2) with a thickness ranging between 5 to 10 m overlying a stable substratum (S) composed of intact black marls. The C2 unit is considered as impermeable and very compact, with very low to null displacement rates. More accurate data of the upper topography of the shear zone within the C1 unit is not available and has to be therefore estimated in the computer simulation. In horizontal direction (at the top view) the landslide has been divided in three units (zones) owing to its hydro-geomorphological and kinematic context (Malet, 2003) (Fig. 4).

The material of zone 1 is described as silty sand containing pebbles and gravel. In comparison to zone 1 the material of zone 2 is finer and classified as sandy silt. Zone 3, characterised by a clayey silt texture, can be described as stable from a kinematic point of view.

Velocities at the slope surface vary temporally and spatially with a typical range of $1.16 \cdot 10^{-7}$ to $3.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ and acceleration peaks until 4.7 m.s^{-1} in the spring season during snowmelt. A typical correlation between rainfall, pore water pressure and displacements at three different locations within the landslide (Fig. 4) is displayed for a time period of about one year in Figure 5.

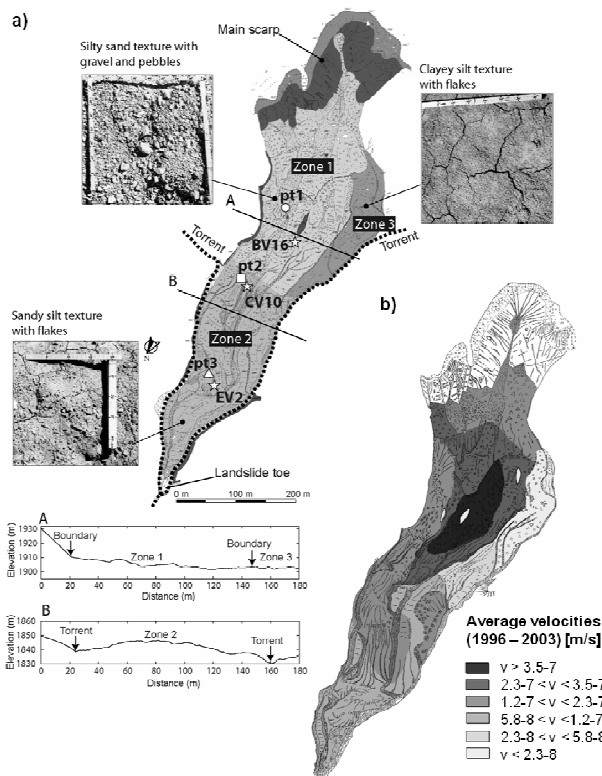


Figure 4. Division of the Super-Sauze landslide into three zones according to its a) hydro-geomorphological and b) kinematical context and specification of lateral boundaries (Malet, 2003).

In periods of high rainfall, as from beginning of April 2008 until end of May 2008, pore water pressures and velocities increase. Despite scarce rainfall in June 2008 pore water pressures remain either constant (BV16, CV10) or can be characterised as only slightly decreasing (EV2). The different responses in the piezometer readings of the upper (BV16, CV10) and lower (EV2) part might be explained by the different boundary conditions at the landslide borders. In the upper part (zone 1) that is bounded by scarps and the stable part (zone 3) the water flow parallel to the bedrock surface take place basically in one direction (from the main scarp to the landslide toe). In the lower part the water flow parallel to the bedrock surface can occur to the sides directed to the torrents that circumscribe the movements in the lower part additionally (zone 2, Fig. 4). Another reason might be solar radiation that is much lower near the crest. The enormous reduction in velocity and the existence of nearly constant displacement rates after the acceleration event in coincidence with the constant pore water pressures (from mid of June 2008 until end of October 2008) suggests the presence of viscous resistance developed during the movement, as observed e.g. at the Vallcebre landslide (Corominas et al., 2005). From beginning of October 2008 pore water pressures reduce but still the landslide moves with low relatively constant displacement rate that is not depicted here. A reduction of pore water pressures that is accompanied by ongoing displacements is another evidence of the rate dependent behaviour of the sliding mass.

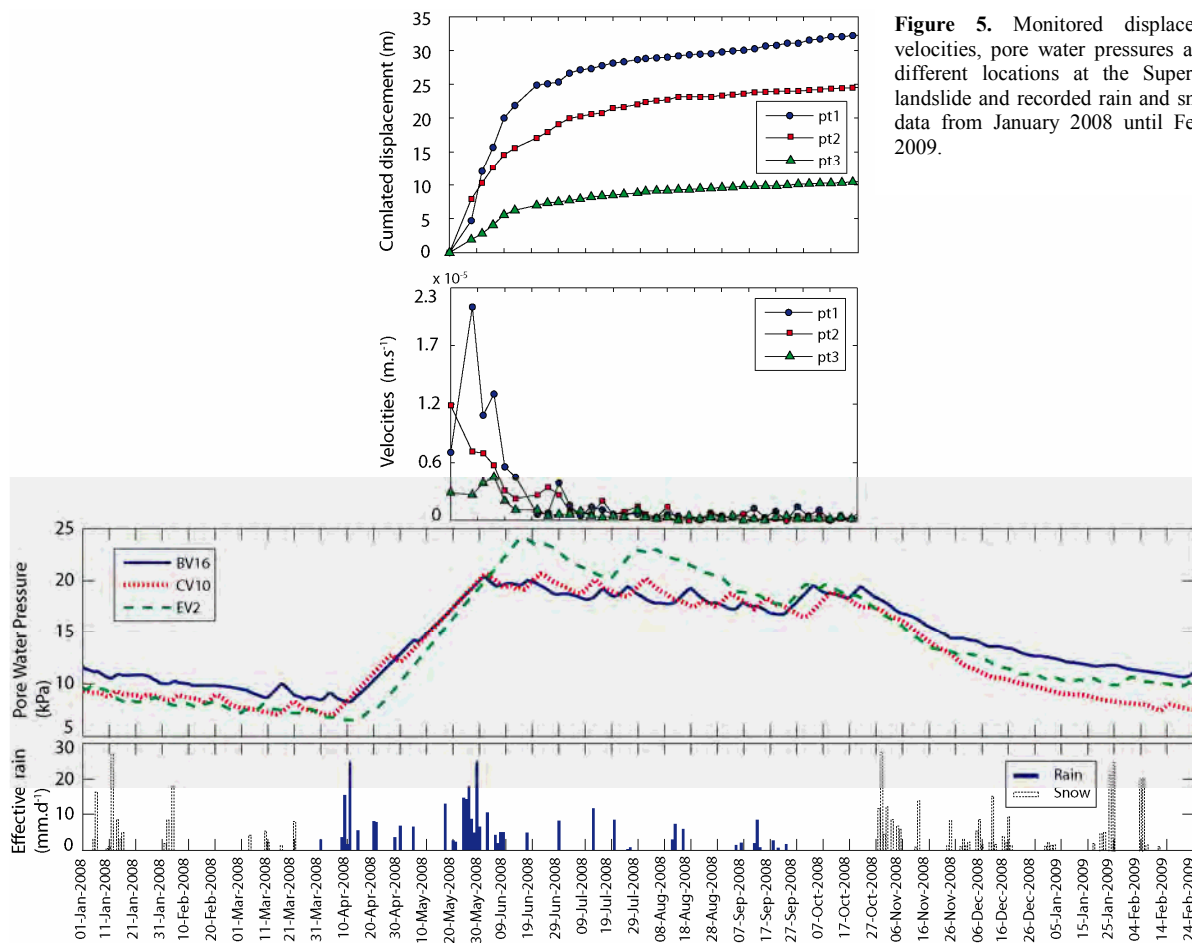


Figure 5. Monitored displacements, velocities, pore water pressures at three different locations at the Super-Sauze landslide and recorded rain and snowfall data from January 2008 until February 2009.

The evolution of pore water pressures due to precipitation and the hydrological characteristics of the slope, the viscous behaviour of the material in the shear zone and the 3D topography of the landslide, bedrock and shear zone are considered to be the key features that control the movements of landslides in black marls (Malet, 2003; van Asch TWJ et al. 2007; Travelletti and Malet, 2011).

Model validation on small scale flume experiments

The model is validated on the basis of a flume experiment on black marls taken from the Super-Sauze landslide. A detailed description of the experiment is given in Spickermann et al., (submitted). In that test failure has been triggered on a 23 cm high, 66 cm long and 60 cm wide, relatively wet slope by increasing the driving stress component due to enlarging the inclination of the flume plane (rotation of the model). The slope model used in the dynamic analysis (Fig. 6) is idealized first by introducing a horizontal (not rotated) lower and a vertical back wall border. The slope angle corresponds to the final inclination applied in the experiment. And second by introducing a bedrock topography that is constant in y-direction. The failure observed can be described by a first-time failure characterized by the slow movement of the detached failure mass above the progressively developed main shear zone and by retrogressive slumping within the sliding mass overlapping the prior movement (Fig. 6). Model validation is carried out for the first-time failure starting at 20/03/2010, 0:00. Therefore the DEM of the lower stable slope part is introduced as lower fixed boundary condition (DEM bedrock) and the DEM of the slope surface (DEM slope topography) gives the upper boundary that change during movement (Fig. 6).

The difference of both DEM's corresponds to the thickness of the failure mass including the shear zone. The x-y-plane is discretized using squares with a cell length of 1 cm. In Figure 7 the measured velocities of an observation point within the upper part of the sliding mass that is located close to P2 (Fig. 6) are compared to the computed velocities of grid point P2 for a given set of input parameters (Fig. 6) assuming a constant shear zone thickness and Bingham's viscosity law. To show the difference in velocities in dependency on the location within the failure mass calculated velocities of grid point P1 are displayed additionally. The calculation is repeated for a certain range of selected input parameters.

From 0:00 until 17:16 (20/03/2010) measured velocities increase continuously, followed by a slow and uniform decrease until the 23/03/2010, 9:00. The observed acceleration and deceleration of the failure mass can be covered by the dynamic analysis. It can be summarized that the dynamic model is very sensitive to the choice of the viscosity parameters η and β , and less sensitive to the variation of the friction angle ϕ and the pore water pressure ratio r_p . The high sensitivity to the shear zone thickness d is consequential because it is used in the viscous stress strain relationship (eq. 3). With respect to the fact that the viscosity parameters are empirical values that have to be determined by back analysis there exists a large number of possible combinations of η and β resulting in the same curve as presented in Figure 7. An increase in velocity due to a decrease in η can be compensated by a reduction of β . If the choice of η is unrestricted the simpler Bingham law should be used to reduce the number of parameters that have to be

calibrated. It is emphasised that there is a strong correlation between η and d . An enlargement of d effectuates an increase of η . In the example (Fig. 7) a shear zone thickness of 0.01 m and a viscosity value of 6^{+8} kPa s gives approximately the same response as obtained by the combination of $d = 0.012$ m and $\eta = 7^{+8}$ kPa s. A variation in the shear zone thickness of 2 mm changes the viscosity parameter by 1^{+8} kPa s.

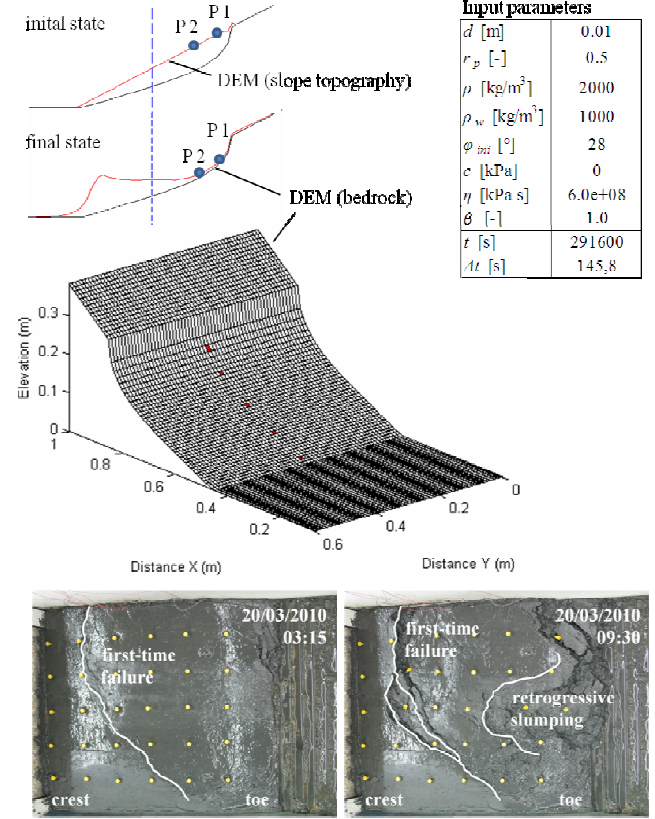


Figure 6. Dynamic analysis of the small-scale flume experiment performed on black marls of the Super-Sauze landslide. Longitudinal cross section of the flume model at the beginning and end of the calculation including observation points (P1, P2), input parameters, model dimensions, discretization and photographs (top view) of the experiment at two different times.

Besides the input parameters that characterize the material behaviour there are also input parameters controlling the integration process, as h_{lax} and the size of one time increment Δt , that affect the numerical results. The parameter h_{lax} ($0 \leq h_{lax} \leq 1$) is used as low path filter to smooth the topography, to exclude noise and to make the calculation more robust. If h_{lax} is equal to zero no filter is activated. The dependency of the results on h_{lax} and Δt is demonstrated in Figure 7. It is clearly recognizable that too high values of h_{lax} and Δt distort the results and that the dependency reduces with a decreasing filter value and an increasing number of time increments or a decreasing increment size respectively. Therefore it is indispensable to find thresholds to exclude errors due to a bad choice of those parameters. Analysis of a potential dependency of the results on the cell size is not performed.

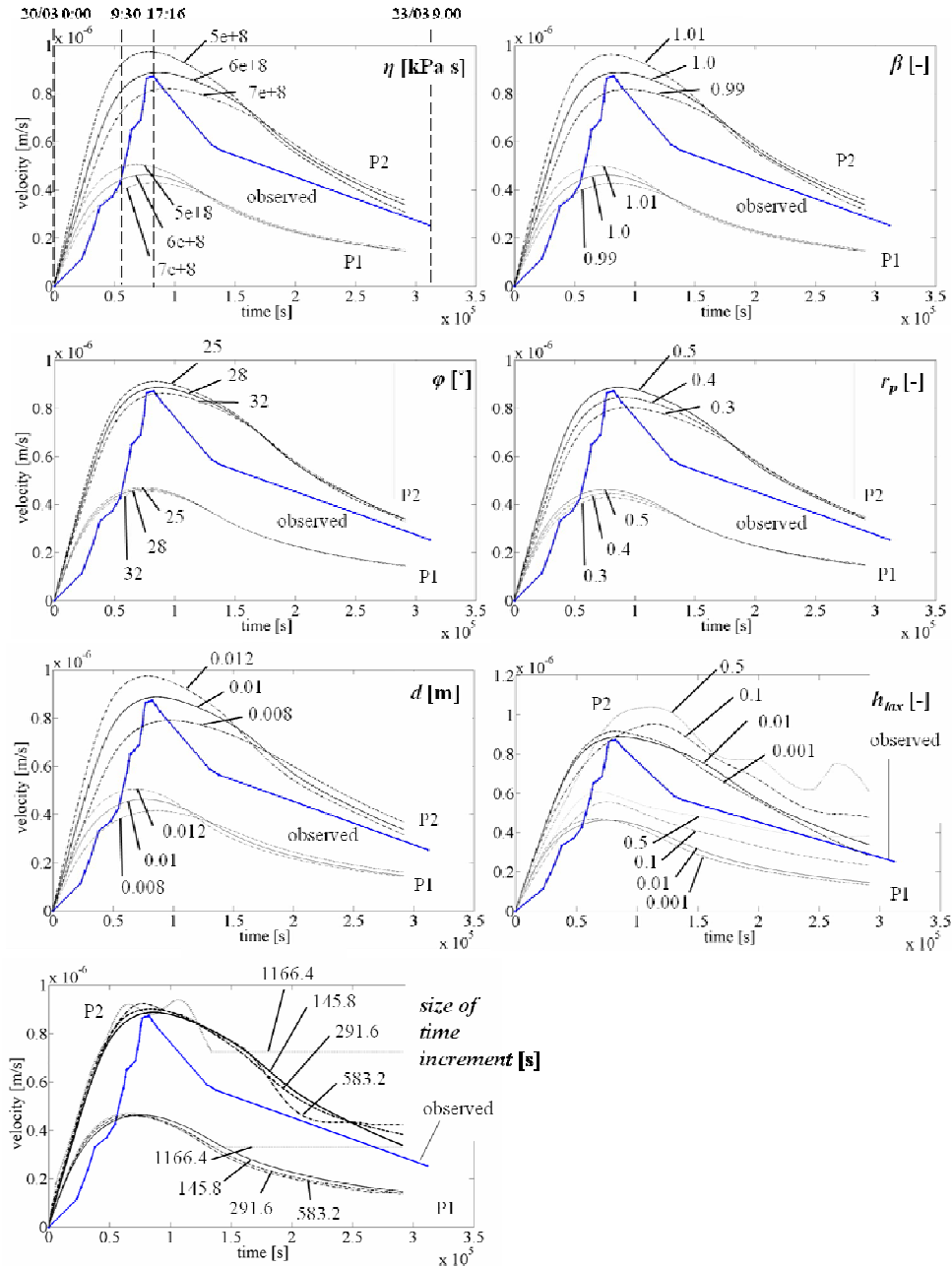


Figure 7. Measured and computed velocities of the upper part of the sliding mass in the dynamic analysis of the flume experiment. Responses of varying input parameters.

Modelling of the Super-Sauze mudslide

In the application of the dynamic model to the Super-Sauze mudslide, the height of the landslide is assumed to be equal to the C1 unit overlying the dead body C2 (Fig. 3), meaning that the topography of C2 forms the lower fixed boundary (DEM bedrock). The time period that is considered in the dynamic modelling coincides with the acceleration period in spring 2008 (Fig. 5), i.e. from the 10/04/2008 the start of pore water pressure increase until the 15/07/2008 when movements

topography) is in conformity with the landslide topography in March 2008. The size of one quadratic cell in the x-y-plane is equal to 5 m x 5 m.

Since the rise in pore water pressures triggering acceleration of part of the landslide is induced by rainfall it is introduced directly as a boundary condition. Therefore Eq. 15 is removed from the calculation scheme (Fig. 2) and replaced by a pore water pressure ratio that is defined simplified as a function of time (Fig. 8) and dependent on the zone (Fig. 4). The function is assumed from pore water pressure measurements given in Figure 5.

decelerated and continuous slow motion is reinstated. The DEM used as the initial landslide topography (DEM slope

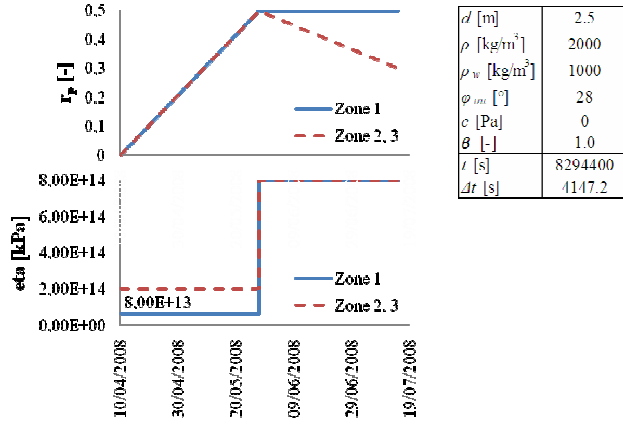


Figure 8. Evolution of pore water pressures introduced as boundary condition in the dynamic analysis of the Super-Sauze mudslide as first approach.

All piezometers located in zone 1 and 2 (Fig. 4) show an increase in p_w from 10/04/2008 until 28/05/2008. After that p_w reduces in zone 2 (EV2) while p_w remains almost constant. Since zone 3 is characterized as stable the function of zone 2 is also assigned to zone 3. The overestimated increase in r_p (from completely dry conditions to nearly saturated conditions) and

the simplicity of the function is justified by the relative low sensitivity of the calculated velocities to the change of the pore water pressure ratio compared to the change of viscosity parameters (Fig. 7). The specification of a zone is enabled by introducing an additional Boolean map. The shear zone thickness is assumed to be constant (if $d < h$, else $d=h$). As already mentioned in the previous analysis of the flume experiment it exist no specific information about the viscosity of the considered black marls. Thus the Bingham law is used in which only the η has to be calibrated. Also in the estimation of η disparity according to the zone is made. It is assumed that the coarser material of zone 1 has a lower viscosity parameter as the finer material of zone 2 and zone 3. The computed course of the deceleration is improved by inducing a higher viscosity parameter after the rainfall decreases. All input parameters are given in Figure 8.

In Figure 9 the temporal development of velocities at Super-Sauze is illustrated for three observation points pt1 to pt3 indicated in Figure 12.

The general trend, namely the occurrence of maximum velocities in the upper part of the landslide could be reproduced by the dynamic analysis. However computed maximum velocities and measured maximum velocities disagree, e.g. the computed and observed peak velocities of point pt1 differ by a factor of more than two.

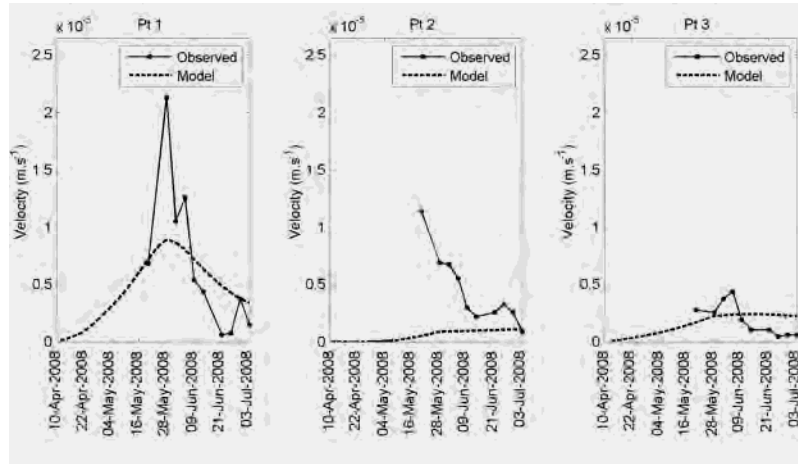


Figure 9. Monitored and calculated development of velocity magnitudes in time at Super-Sauze between the 10/04/2008 and the 15/07/2008.

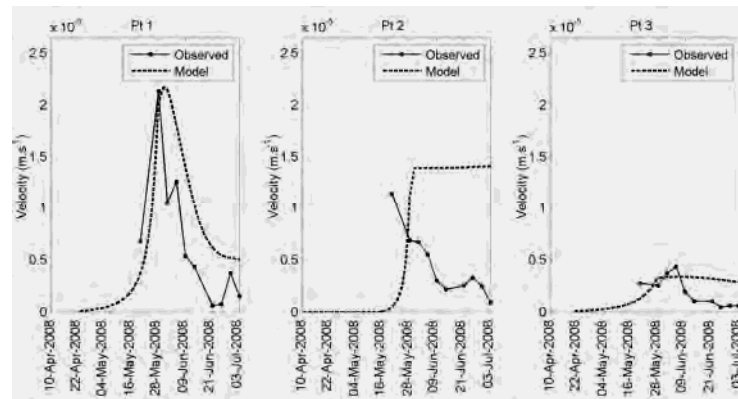


Figure 10. Monitored and calculated development of velocity magnitudes in time at Super-Sauze between the 10/04/2008 and the 15/07/2008 by defining the viscosity parameter η as a function of the pore water pressure ratio.

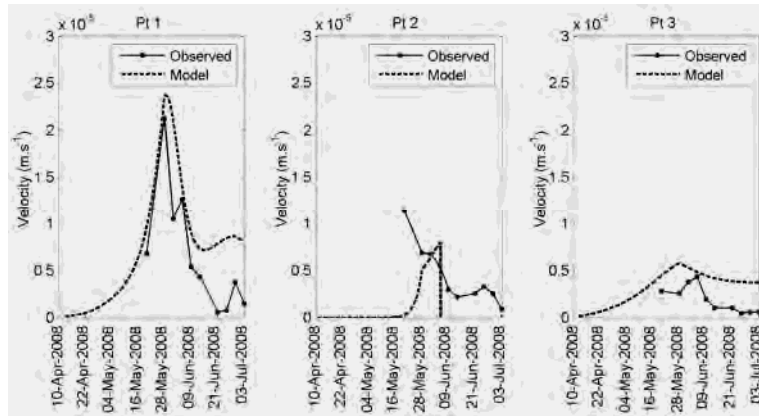


Figure 11. Monitored and calculated development of velocity magnitudes in time at Super-Sauze between the 10/04/2008 and the 15/07/2008 by switching from dynamic to static conditions if the driving stress is lower than the resisting stress.

Discussion

Different geometries of the shear zone have been tested during the application of the model approach to the acceleration period of the Super-Sauze mudslide, where the shear zone thickness is a function of the landslide height, the gradients of the bedrock and landslide topography (Fig. 2, eq. 11). It is found that a linear relationship between shear zone thickness and landslide height leads to completely wrong results. Expressing the shear zone thickness in dependency of the gradients gives results similar to those obtained by assuming a constant shear zone thickness. Very detailed and advanced optimization of the shear zone geometry or introducing a DEM of the shear zone topography respectively will improve the numerical results.

However what is considered to be more important is the issue that the effect of fluctuations of pore water pressure are obviously underestimated using the presented approach. The underestimation that is already suggested in the model validation, namely by the sensitivity of the results to changes in the pore water pressure ratio, is definitely confirmed by the dynamic analysis of the study case. Here the influence of pore water pressure has been enlarged artificially by the induced rise of the pore water pressure ratio starting with zero (Fig. 8). The change of pore water pressure necessary to trigger acceleration is much lower. More realistic is an enlargement of pore water pressure ratio of 0.1 instead of 0.5. One solution might be to introduce a dependency of viscosity parameters on the pore water pressure ratio. In Malet, 2003 it is suggested that viscosity increases with decreasing water contents by extrapolating the values that were measured below the liquid limit. It is difficult to proof this assumption since there is no standard method to determine shear viscosity of clays at water contents lower than the liquid limit. By means of fall cone tests on kaolin clay, Mahajan & Budhu, 2009 have shown that shear viscosity decreases exponentially with increasing liquidity indices. Here a simple relationship is added in the calculation scheme defining the viscosity parameter η as a function of the pore water pressure ratio, $\eta = f(r_p)$. Moreover the more realistic boundary condition concerning the increase of pore water pressure, i.e. from 0.4 (instead of 0.0 corresponding to dry conditions) to 0.5, is used (Fig. 10). In the new calculation observation point pt2 has been

assigned to zone 1 because it is believed that the high difference in velocities in Figure 9 is due to a slightly different location of the border between zone 1 and zone 2. Within the time of increasing velocities, 10/04/2008 until 28/05/2008, the results are improved significantly (Fig. 10). Comparison of the monitored and computed velocities in the period of deceleration, 28.05.2008 until 15.07.2008, leads to the conclusion that there is still a deficit in the conceptual approach, even if a very high viscosity parameter is introduced. If driving stresses are lower than the resisting stresses the velocity increment calculated in (Fig. 2, eq. 12) will be equal to zero. According to the numerical approach deceleration can only take place if there is extension (Fig. 2, eq. 13). Even in case of constant stresses, i.e. if changes in stress are equal to zero, velocities will be constant but never decreasing. Because the upper part (pt1) is under extension deceleration can be reproduced by the dynamic analysis. In the analysis the lower part of the landslide (pt2, pt3) undergoes mainly compression. Therefore it is not possible to obtain a good agreement in measured and computed velocities.

If resisting stresses exceed driving stresses the assumption of dynamic conditions is not valid anymore and the problem has to be solved statically.

Considering all aforementioned aspects the final computation is conducted using a viscosity parameter that is dependent on the pore water pressure ratio

$$\hat{\eta} = (1 - \lambda r_p) \eta,$$

in which λ is a constant that has to be calibrated (here $1 < \lambda < 2$). If the driving stress is lower than the resisting stress the analysis switches from dynamic to static conditions by putting the velocity to zero. And finally the numerical input parameters are optimized and reduced to $\Delta t = 400$ s and $h_{\text{lux}} = 0.003$. The results are summarized in Figure 11. The effect of switching to static conditions can be seen in the graph of pt2. Obviously the sudden changeover is too drastic but it improves results in a first stage.

To demonstrate the performance of the conceptual approach the spatial distribution of monitored and computed peak velocities as well as the direction of the displacements are displayed in Figure 12.

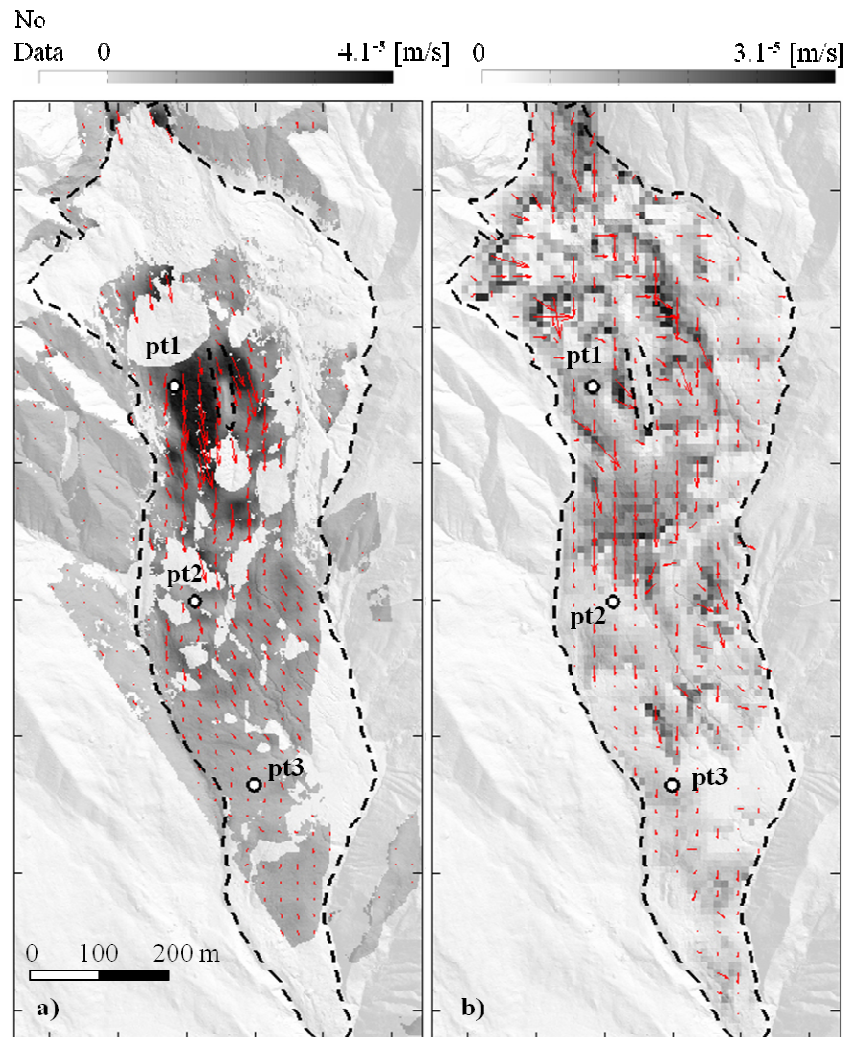


Figure 12. a) Monitored and b) calculated peak velocities (magnitude and direction) on the 28/05/2008 with observation points pt1 – pt3.

Because of a lack of measured data (indicated by the white areas in Fig. 9a) a comparison of spatial distributed velocities is only possible for certain regions of the landslide. It is believed that the discrepancies might be improved by introducing a detailed DEM of the shear zone topography.

Conclusions

The objective of the work is the development of a simple dynamic approach that is able to reproduce the spatial and temporal varying kinematics of slow-moving landslides in clayey sediments using complex 3D topographies (landslide surface, bedrock, shear zone). The continuum model is based on the formulation of the equation of motion for infinite slope conditions including the Mohr-Coulomb criterion and a viscous component.

First the conceptual approach has been tested and validated by means of a small-scale slope experiment. It was found that the model is very sensitive to the selection of viscosity parameters and shear zone thickness. Whereas the effect of changes in friction angle and pore water pressure is rather insignificant.

By applying the model using Bingham's viscosity to the study case of Super-Sauze basic deficits in the model has been

revealed. A) The magnitude of peak velocities of the analysis was lower than velocities observed during the considered acceleration event of spring 2008. Higher velocities are obtained by introducing a dependency of the viscosity parameter on the pore water pressure ratio. Changes in pore water pressures play a more considerable role in the acceleration of slow-moving landslides than initially assumed in the conceptual approach and acceleration can be controlled quite well by increasing the influence of the rise of pore water pressures, here introduced by a viscosity parameter that is a function of pore water pressure ratio. B) The fundamental deficit in the modelling of deceleration, namely that deceleration can only occur in zones under extension, is overcome by a criterion implemented in the numerical integration scheme that assumes static conditions, i.e. by setting velocities to zero, if resisting stresses exceed driving stresses.

Introducing a detailed DEM of the shear zone that was not available yet in the present modelling reduces the number of values to be calibrated, namely to the viscosity parameter only, and would improve the results.

Acknowledgements—This work was supported by the European Commission through the Marie Curie Research and Training Network 'Mountain Risks: from prediction to management and governance' (FP6, MCRTN-035798; 2007-2010), and partly through the French funded project ANR-CATTELL 'Triggerland: Triggering and modelling of Landslide Mechanisms' (ANR, 2007-2010).

References

- van Asch TWJ, van Genuchten PMB. 1990. A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides. *Geomorphology* 3 : 45-55.
- van Asch TWJ, Malet J-P, van Beek LPH. 2006. Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: Some theoretical considerations. *Engineering Geology* 88 : 59-69. DOI: 10.1016/j.enggeo.2006.08.002
- van Asch TWJ, van Beek LPH, Bogaard. 2007. Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology* 91(1) : 46-55.
- van Asch TWJ, Malet JP. 2009. Flow-type failures in fine-grained soils: an important aspect in landslide hazard analysis. *NHESS* 9 : 1703-1711.
- van Asch TWJ, Malet J-P. 2011. Analysing the kinematic response to groundwater fluctuations of a slow-moving landslide in varved clays, using two alternatives of the equation of motion. *Geografia Fysica e Dynamica Quaternaria* 34 : 45-55.
- Corominas J, Moya J, Ledesma A, Lloret A, Gili JA. 2005. Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain). *Landslides* 2 : 83-96. DOI: 10.1007/s10346-005-0049-1
- Denlinger RP, Iverson RM. 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain. 1. Numerical predictions and experimental tests. *J. Geophys. Res.* 106 : 553-566.
- Duncan JM, Wright SG. 2005. *Soil Strength and Slope Stability*. John Wiley & Sons.
- François B, Tacher L, Bonnard C, Laloui L, Triguero V. 2007. Numerical modelling of the hydrogeological and geomechanical behaviour of a large slope movement: The Triesenberg landslide (Liechtenstein). *Canadian Geotechnical Journal* 44 : 840-857.
- Karssenberg D, Burrough PA, Sluiter R, de Jong K. 2001. The PCRaster Software and Course Materials for Teaching Numerical Modelling in the Environmental Sciences. *Transactions in GIS* 5 : 99-110.
- Laloui L, Ferrari A, Bonnard C. 2009. Geomechanical modelling of the Steinerse landslide (Switzerland). In *Proceedings of the first Italian Workshop on Landslides*, Vol. 1; 186-195.
- Lambe TW, Whitman RV. 1969. *Soil Mechanics*. John Wiley & Sons.
- Ledesma A, Corominas J, González DA, Ferrari A. 2009. Modelling slow-moving landslides controlled by rainfall. In *Rainfall-Induced Landslides*, Picarelli L, Tommasi P, Urciuoli G, Versace P (eds). The first Italian Workshop on Landslides: Napoli; 196-205.
- Mahajan SP, Budhu M. 2009. Shear viscosity of clays using the fall cone test. *Geotechnique* 59 (6) : 539-543.
- Malet J-P. 2003. Les 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Doctoral thesis, University Louis Pasteur, Strasbourg.
- Malet J-P, Durand Y, Remaître A, Maquaire O, Etchevers P, Guyomarch G, Déqué M, van Beek LPH. 2007. Assessing the influence of climate change on the activity of landslides in the Ubaye Valley. In: *Proceedings International Conference on Landslides and Climate change - Challenges and Solutions*, Wiley, London
- Mangeney A, Bouchut F, Thomas N, Vilotte JP, Bristeau MO. 2007. Numerical modeling of self-channeling granular flows and of their levee-channel deposits. *J. Geophys. Res.* 112, F02017, DOI:10.1029/2006JF000469,
- Maquaire O, Malet J-P, Remaître A, Locat J, Klotz S, Guillon J. 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding and gullying? The case of the Barcelonnette basin South East France. *Engineering Geology* 70 : 109-130.
- Picarelli L, Urciuoli G, Ramondini M, Comegna L. 2005. Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. *Landslides* 2 : 15-30. DOI: 10.1007/s10346-004-0040-2
- Spickermann A, Malet J-P, van Asch TWJ, Schanz T. sub. Analysis of hydrological triggered landslides in clayey soils by small-scale experiments.
- Travelletti J, Malet J-P. 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: A methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *ENGEO-03233*.

Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées

Les facteurs de contrôle (predisposition, déclenchement) des glissements de terrain, leurs mécanismes et leurs comportements cinématiques peuvent être extrêmement hétérogènes et interagir sur des constantes de temps très variées. De nombreuses lacunes existent dans l'évaluation de l'aléa associé à ces processus, en particulier pour les glissements lents qui peuvent évoluer en coulées rapides. Les glissements-coulées présentent en effet des comportements très variables dans le temps et dans l'espace caractérisés par un large spectre de vitesses de déplacement (de moins de un centimètre par jour à plusieurs mètres par jour) et la présence de discontinuités et de grandes hétérogénéités dans la répartition de leurs propriétés pétro-physiques. Les techniques d'observation et d'investigation classiques permettent d'obtenir des informations ponctuelles qui ne sont pas suffisantes pour quantifier ces variabilités spatiales et temporelles. Une des conséquences est que, bien souvent, les modèles numériques de glissement ne sont calés et validés que sur un nombre limité d'observations *in-situ*.

Les développements récents en imagerie géophysique multi-paramètres ont permis de progresser dans l'acquisition directe et indirecte de données sur la déformation (photogrammétrie, corrélation d'images, scanner laser) et les paramètres pétro-physiques (tomographie électrique et sismique réfraction). Malgré une précision souvent inférieure à celles des techniques classiques, elles ont l'avantage de fournir des informations multi-échelles et distribuées spatialement. Combiner ces informations spatiales à celles obtenues par les techniques classiques (GPS, extensométrie, piézométrie, géotechnique) et les intégrer dans un modèle conceptuel cohérent pour la modélisation numérique constitue une difficulté majeure.

Des travaux scientifiques ont été engagés en combinant différentes approches issues d'observations de terrain (géomorphologie, géologie) et de données instrumentales (hydrogéophysique, photogrammétrie, scanner laser). L'objectif est de développer des méthodologies permettant de déterminer spatialement les différentes caractéristiques majeures des glissement-coulées (structuration interne, comportement hydrologique, comportement cinématique, mécanisme de déformation). Un modèle conceptuel de fonctionnement et des modélisations du comportement hydro-mécanique des glissements-coulées avec les codes Z-Soil et Slow-Mov sont proposés. Les sites d'étude retenus pour notre analyse sont les glissements-coulées marneux de Super-Sauze et de La Valette dans le Bassin de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence).

Les travaux de recherche sont présentés en quatre parties dont les objectifs sont :

1. De caractériser la structuration interne et la géométrie 3D des glissement-coulées à l'aide de données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques ;
2. De proposer un modèle conceptuel hydrologique de la zone non saturée par suivi temporel et spatial de résistivités électriques et par l'analyse de données piézométriques ;
3. De caractériser la cinématique des glissements-coulées à partir de plateformes terrestres de télédétection (photogrammétrie et scanner laser) combinées à des plateformes aériennes et à des suivis par GPS différentiel ;
4. D'identifier des seuils de modifications de régimes hydrologiques et cinématiques par la modélisation numérique.

Les résultats soulignent le vaste champ d'application des principales techniques d'imagerie pour l'investigation des glissement-coulées et permettent de définir leurs limites d'utilisation. Des études futures devraient permettre de développer ces différentes méthodologies à des fins opérationnelles de surveillance et pour améliorer les capacités de prédiction de l'aléa.

Multi-parameter and multi-resolution imaging techniques for the observation and the characterization of mudslide mechanisms

Control factors (predisposition, triggering) of landslides as well as their mechanism and kinematic behaviour can be extremely heterogeneous and interact on very versatile time constants. Numerous gaps exist in the evaluation of the hazard associated with this process, in particular for slow landslides which can evolve into faster slides. Indeed, landslides show some behaviour which is very variable in time and space which is characterized by a large range of displacement rates (from less than 1 centimetre per year to a few meters per day) and the presence of irregularities and large heterogeneities in the distribution of their petrophysical properties. Classical techniques of observation and investigation allow us to get only localized information which is not enough to quantify the time and spatial variability. As a result of which landslide numerical models are calibrated and validated over a limited amount of data. Recent developments in multiparameter geophysical imaging allowed some improvements in the direct and indirect acquisition of data on the deformation (photogrammetry, images correlation, laser scanner) and petrophysical parameters (electric tomography and seismic refraction). Although not as precise as the classical techniques, they have the advantage of providing multi-scaled and spatially distributed information. A major difficulty is to combine this spatial information to the ones obtained with classical technologies (GPS, extensometry, piezometry, geotechnology) and integrate them into a conceptual model coherent for the modelisation.

Some scientific works have begun to combine different approaches obtained from field observations (geomorphology, geology) and instrumental data (hydrogeophysics, photogrammetry, laser scan). The objective is to develop methodologies which allow one to spatially determine the diverse major characteristics of landslides (intern structuration, hydrologic behaviour, kinematic behaviour, deformation mechanism). A conceptual model of the functioning and modelling of the hydro-mechanical behaviour of landslides with Z-soil and Slow-Mov codes is proposed. The sites selected for our analysis are the marly landslides of Super-Sauze and La Valette in the basin of Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence). The research is presented in four parts and the objectives are as follows:

1. To characterize the internal structure and 3D geometry of landslides with the help of geophysical, geotechnical and geomorphologic data ;
2. To propose a hydrological conceptual model of the non saturated zone followed by temporal and spatial monitoring of electric resistivity and piezometric data analysis ;
3. To characterize the kinematics of landslides from terrestrial remote sensing platforms (photogrammetry and laser scan) combined with aerial platforms and differential GPS monitoring.
4. To identify the thresholds of hydrological and kinematics regime changes with numerical modelling.

The results highlight the vast scope of application of the main imaging technologies for the investigation of landslides and allow us to define their limitations of use. Some future research will develop these various methodologies for surveillance purposes and to improve the predictive capabilities of the hazard.

Mots clés (indexation rameau): géomorphologie, géophysique, géologie

Mots clés (indexation libre): glissement-coulée, observations, photogrammétrie, corrélation d'images, scanner laser, hydro-géophysique, données multi-sources, modélisation numérique

Discipline: Géographie Physique

GEOPHEN-LETG, CNRS UMR 6554, Université de Caen Basse-Normandie, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex, France

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, Université de Strasbourg / EOST, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France